UNIVERSITATEA „AL. I. CUZA" IAȘI
FACULTATEA DE BIOLOGIE GEOGRAFIE SI GEOLOGIE

III-11644

MARIA SCHRAM
MARIA PANTAZICĂ

HIDROLOGIA USCATULUI

(PRIMA PARTE)

PENTRU UZUL STUDENȚILOR
1983

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBL. CENTR. UNIV.
M. „EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
III-11644

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

UNIVERSITATEA "Al.I.CUZA" IASI
FACULTATEA DE BIOLOGIE - GEOGRAFIE - GEOLOGIE

Maria Schram Maria Pantazică

H I D R O L O G I A U S C A T U L U I

(prima parte)

070259
B.C.U. - IASI

- I A S I -
1 9 8 3

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. 40.381.
Bibliotec[illegible]
T. III 11644

I.
BIBLIOTECA [illegible]
T.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

NOTIUNI INTRODUCTIVE

C A P I T O L U L I

CONSIDERATII GENERALE

1. Obiectul hidrologiei uscatului, definitia si subdiviziunile ei.

Hidrologia, asa cum arată şi sensul etimologic al cuvîntului, se ocupă cu studiul apelor naturale ale globului pămîntesc; ea cercetează şi stabileşte răspîndirea apelor, proprietăţile, regimul şi acţiunea lor, precum şi legile fenomenelor şi proceselor desfăşurate în cadrul apelor respective.

Obiectul hidrologiei îl constituie diferitele categorii de apă (oceane, mări, lacuri, mlaştini etc.) care alcătuiesc unul din învelişurile planetei noastre - hidrosfera.

Din acest punct de vedere, hidrologia este una din ştiinţele fizico-geografice speciale, alături de climatologie, geomorfologie, geografia solurilor etc. în sfera cărora intră studiul celorlalte învelişuri ale globului terestru.

Prin răspîndirea mare pe care o are, cît şi prin rolul său în natură şi în viaţa omului, apa reprezintă unul din cei mai importanţi componenţi ai peisajului geografic.

Apa este prezentă în toate învelişurile globului pămîntesc; fenomenele şi procesele hidrologice sînt influenţate de condiţiile specifice fiecărei geosfere, dar există o legătură strînsă de interdependenţă între ele.

Ca urmare a condiţiilor variate în care se găseşte apa, fenomenele şi procesele legate de ea fac obiectul de studiu al

mai multor discipline ştiinţifice. Astfel, o ramură a meteorologiei-hidrometeorologia - studiază apa din atmosferă şi problemele speciale ale acesteia; apa din litosferă face obiectul de studiu al hidrogeologiei; apa de la suprafaţa scoarţei terestre atît din bazinele oceanice cît şi din cele continentale, este studiată de hidrologia apelor de suprafaţă; apa din biosferă face obiectul unor discipline speciale din domeniul ştiinţelor biologice, medicale, etc.

Potrivit concepţiei lui L.K.Davîdov[x]) hidrologia poate fi împărţită în două mari ramuri: hidrologia generală şi hidrologia regională.

Hidrologia generală studiază însuşirile generale ale apelor din natură şi ale unităţilor acvatice, legile generale care dirijează procesele din hidrosferă şi interacţiunea apelor de la suprafaţa scoarţei terestre.

Hidrologia regională se ocupă cu descrierea şi caracterizarea apelor din anumite teritorii, determinarea legilor de răspîndire geografică a acestor ape, regimul lor şi legăturile reciproce cu condiţiile fizico-geografice din regiunile respective, ţinîndu-se seama, în toate cazurile, de legile şi ipotezele stabilite de hidrologia generală.

Deşi hidrologia este o ştiinţă care studiază un înveliş unitar în ansamblul său - hidrosfera - în cadrul ei se disting mai multe subdiviziuni care se ocupă cu studiul părţilor componente ale acestui înveliş. Procesele care se produc în mări şi oceane se deosebesc de cele ce au loc în rîuri, lacuri, mlaştini, sau în zona zăpezilor persistente şi a gheţarilor. Acest

x) L.K.Davîdov: Ghidrografia SSSR vol.I,1953,p.5 în Izd.Len, Univ.i.m.A.A.Ždanova Leningrad,1953.

fapt impune o diferenţiere a metodelor de cercetare şi dă posibilitatea împărţirii hidrologiei generale şi regionale în hidrologia mărilor (oceanologia sau oceanografia) şi hidrologia uscatului.

Aşa dar, hidrologia uscatului studiază geneza şi regimul apelor continentale, procesele ce leagă unităţile hidrografice între ele, legile ce le dirijează şi interacţiunea lor cu mediu.

O specializare mai aprofundată în raport cu obiectul de studiu, face posibilă împărţirea hidrologiei uscatului în următoarele subdiviziuni:

- hidrologia apelor subterane (hidrogeologia)
- hidrologia rîurilor (potamologie)
- hidrologia lacurilor (limnologie)
- hidrologia mlaştinilor (telmatologie)
- hidrologia gheţarilor şi a zăpezilor - o altă stare de agregare a apei (glaciologie).

Sub aspect fizic, cantitativ, particularităţile fenomenelor şi proceselor hidrologice desfăşurate în rîuri, lacuri, mlaştini, etc. se cercetează cu ajutorul hidrometriei, care studiază metodele şi aparatele de determinare cantitativă şi de prelucrare în primă formă a elementelor hidrologice.

Subliniem din nou, că procesele şi fenomenele care se produc în cadrul diverselor categorii de ape (rîuri, lacuri, ape subterane, etc.) sînt în strînsă interdependenţă şi se conduc după aceleaşi legi fizice, astfel că diversitatea proceselor hidrologice nu exclude unitatea lor.

Hidrologia, ca şi alte ramuri ale ştiinţei, a apărut şi s-a dezvoltat în mare măsură din necesităţi de ordin practic.

Cererea unor lucrări hidrologice în anumite scopuri a luat amploare în ultima vreme astfel că s-a schiţat tendinţa de a se contura o hidrologie aplicată.

De fapt însă, orice studiu hidrologic, care oferă cunoştinţe ştiinţifice despre apele de suprafaţă sau subterane, poate avea şi o aplicabilitate practică servind la documentarea unor activităţi ale omului. De aceea rămîne valabil şi pentru hidrologie ceea ce spune J.Beaujeu-Garnier despre geografie: ..." nu este vorba de o nouă ramură a disciplinei ci mai curînd de o orientare particulară a anumitor lucrări, fie prin alegerea temelor, fie prin maniera în care sînt tratate"[x].

2. Raporturile hidrologiei uscatului cu alte ştiinţe

Hidrologia, aşa cum am amintit mai înainte, nu este singura ştiinţă care se ocupă cu studiul apei şi acest fapt se explică prin răspîndirea mare a apei, prezentă în toate geosferele şi prin diversitatea problemelor pe care le ridică.

De aceea, hidrologia în general şi deci şi hidrologia uscatului, are legături strînse de informare reciprocă cu o serie de ştiinţe care studiază unele proprietăţi, ale apei sau probleme legate de acţiunea acesteia asupra diverşilor componenţi ai sociogeosistemului.

Pentru explicarea unor aspecte ale fenomenelor pe care le studiază, hidrologia foloseşte rezultate şi legi stabilite de alte ştiinţe, după cum şi datele furnizate de hidrologie vin în sprijinul altor ramuri ştiinţifice. Vom aminti pe scurt ştiin-

x) J.Beaujeu-Garnier: Les géographes au service de l'action", Rev. Internat.des Sciences Soc,vol.XXVII,nr.2,1975 (citat după I.Donisă, 1977).

ţele cu care hidrologia are anumite raporturi.

Hidrofizica, o ramură a fizicii care studiază proprietăţile fizice ale apei, sprijină înţelegerea fenomenelor termice, mecanice, optice şi electrice din ape.

Hidrochimia, care are ca obiect de studiu proprietăţile chimice ale apelor (calitativ şi cantitativ) explică reacţiile chimice ce au loc în apele naturale şi consecinţele lor în regimul hidrochimic al unităţilor acvatice.

Hidraulica, studiază legile generale ale mişcării lichidelor, sprijină înţelegerea dinamicii apelor naturale, a proceselor de eroziune, transport şi sedimentare, oglindite în deformarea albiilor ş.a.

Contribuţii similare au hidroenergetica ce studiază energia apei şi folosirea ei şi de asemenea hidrotehnica care cercetînd schimbările ce se produc în albiile rîurilor sau în lacuri ca şi în rezervele de apă ale acestora prin lucrările tehnice realizate, ajută la analiza şi interpretarea bilanţului hidrologic a obiectivelor în cauză.

La rîndul său, hidrologia pune la dispoziţia tehnicienilor datele cantitative privind sursele de alimentare, caracteristicile fizice şi chimice ale apelor, regimul nivelurilor, a debitelor lichide şi solide sau a formaţiunilor de gheaţă; acestea sînt necesare la proiectarea şi realizarea lucrărilor de alimentare cu apă, a sistemelor de irigaţii, a barajelor, podurilor şi a altor construcţii hidrotehnice.

Intrucît fenomenele şi procesele hidrologice se află în legătură indisolubilă cu mediul geografic în care se produc, este normal ca hidrologia să fie în relaţii strînse cu ştiinţele care studiază celelalte geosfere, ştiinţe care, sub o formă

sau alta, studiază apa pentru a explica unele din faptele cercetate. Astfel, foarte strînse sînt raporturile hidrologiei cu meteorologia şi climatologia care, prin studiul evaporaţiei, al condensării şi formării precipitaţiilor, lămuresc unele fenomene în legătură cu circuitul apei în natură, alimentarea reţelei hidrografice şi a apelor subterane, explică bilanţul hidrologic, regimul scurgerii şi al debitelor solide etc.

Hidrologia are legături şi cu geologia deoarece formarea rezervelor de apă subterană este legată în primul rînd de condiţiile geologice.

Tot în funcţie de acestea sînt explicate dinamica apelor subterane, calităţile fizico-chimice ale acestora, raporturile dintre apele de suprafaţă şi cele subterane ş.a. Pe de altă parte, interacţiunile specifice dintre hidrosferă şi litosferă au un rol important într-o serie de procese litogenetice, contribuind la formarea unei varietăţi mari de roci sedimentare; apa are rol important în procesul de mineralizare hidrotermală, în dizolvarea unor roci, în transformarea unor minerale etc.

Geomorfologia consideră apa, sub toate formele de agregare, ca factor de bază în modelarea şi dezvoltarea reliefului acţionînd prin dizolvare, eroziune, transport, sedimentare etc. La rîndul său, hidrologia foloseşte rezultatele cercetării geomorfologice pentru a explica anumite aspecte ale scurgerii rîurilor, ale regimului apelor subterane ş.a.

S-au stabilit, de asemenea, raporturi strînse cu pedologia deoarece aceasta studiază apa ca factor care contribuie la formarea solului, la transformarea sa prin sărăturare, înmlăştinire etc. sau la distrugerea acestuia prin eroziune şi denudare.

Foarte importante sînt raporturile hidrologiei cu biologia pentru care apa constituie un factor care întreţine viaţa, iar pentru unele plante şi animale ea formează mediul biotic permanent sau temporar. In acest sens, s-a dezvoltat hidrobiologia care studiază viaţa din ape (rîuri, lacuri etc.). Vieţuitoarele, mai ales plantele, avînd un rol activ în circuitul apei şi al gazelor (O_2 şi CO_2) sînt luate în considerare de hidrologie la explicarea bilanţului hidrologic şi a caracteristicilor chimice ale apelor. Microbiologia explică natura proceselor bacteriene care se produc în apă şi în sedimente.

Hidrologia face uz de numeroase cunoştinţe din domeniul matematicii care-i pune la dispoziţie o metodologie cantitativă pentru aprecierea unor fenomene din apă cît şi posibilitatea prelucrării datelor de observaţii şi a cercetării fenomenelor.

Astronomia permite să înţelegem acţiunea pe care o exercită atracţia solară şi selenară în fenomenul mareelor.

Statistica este de real folos pentru hidrologie, dîndu-i posibilitatea să aprecieze raporturile cantitative şi să surprindă corelaţii şi legi ale fenomenelor şi proceselor hidrologice.

Hidrologia are legături şi cu alte ştiinţe cum ar fi gospodărirea şi economia apelor, balneologia ş.a.

Pentru reconstituirea evoluţiei scoarţei terestre şi reliefului, ca şi pentru explicarea proceselor determinate de apă, se face apel la paleohidrologie.

Nu putem încheia fără a reaminti că hidrologia are raporturi strînse şi cu filozofia de la care împrumută metodele şi legile cele mai generale de abordare a realităţii şi de interpretare a dezvoltării ei.

3. Metode, procedee şi mijloace folosite în hidrologie[x].

a) Metode

Hidrologia utulizează metodele specifice geografiei dar şi altor ştiinţe;între cele de bază este metoda dialectică cu ajutorul căreia pot fi înţelese raporturile de interdependenţă între componenţii hidrosferei şi dezvoltarea acestora.

Legea unităţii şi luptei contrariilor face posibilă înţelegerea dezvoltării obiectelor, proceselor şi fenomenelor hidrologice.

Celelalte două legi ale dialecticii, legea trecerii schimbărilor cantitative în schimbări calitative şi legea negării negaţiei, lămuresc modul în care se face dezvoltarea. De exemplu, orice lac, care reprezintă o unitate între masa de apă şi cuveta sa, are o evoluţie proprie; el apare la un moment dat şi se dezvoltă (ca urmare a contradicţiei celor două elemente), parcurgînd trei stadii (tinereţe, maturitate, bătrîneţe) care se neagă succesiv unul pe altul şi apoi dispare transformîndu-se în contrarul său; masa de apă cedează locul uscatului, iar depresiunea lacustră devine o regiune plană de ges sau chiar o formă de relief convexă.

Modificările care se produc în unităţile acvatice, ca de exemplu: îngheţul apei, precipitarea sărurilor în lacuri, transformarea lacurilor în mlaştini şi turbării sînt explicate prin trecerea acumulărilor cantitative în schimbări calitative.

Utilizarea metodei dialectice permite ca procesele şi fenomenele hidrologice să fie studiate în strînsă legătură de

---

x) după I.Donisă, 1977, cu adaptarea necesară.

interdependenţă şi condiţionare reciprocă, în continuă mişcare şi schimbare de la o stare la alta, de la simplu la complex ca rezultat al luptei contrariilor. Pe lîngă aceasta, metoda dialectică sprijină înţelegerea şi mînuirea corectă a o serie de noţiuni de mare importanţă; între acestea amintim noţiunile de esenţă şi fenomen, cauză şi efect, interdependenţă, posibilitate şi realitate, general, particular şi singular, lege ş.a.

Pentru cercetarea şi rezolvarea problemelor cu care se ocupă, hidrologia foloseşte, de asemenea, metodele inductivă şi deductivă, metoda analizei şi sintezei, metoda istorică, metodele cartografică, matematică şi a modelării, metoda experimentală şi comparativă.

Metoda inductivă este una din căile principale de abordare a realităţii hidrologice, folosită încă din antichitate; ea constă în studiul şi descrierea faptelor concrete (a singularului şi particularului) pe baza cărora se încearcă apoi să se găsească trăsăturile comune, să se descopere legăturile cauzale şi legile generale.

Metoda deductivă, se caracterizează prin folosirea raţionamentului care, plecînd de la teoria ce conţine generalul, abstractul, ajunge în concluzie la particular, făcînd posibilă cunoaşterea faptelor individuale. Aşa de exemplu, cunoscînd influenţa factorilor geografici asupra scurgerii rîurilor, legea zonalităţii latitudinale şi verticale a fenomenului, se poate caracteriza, cu oarecare aproximaţie şi numai în linii mari, regimul scurgerii unui bazin hidrografic, chiar dacă nu avem măsurători directe. In felul acesta, se poate răspunde mai rapid necesităţilor de ordin practic, urmînd ca ulterior, în cazul unor măsuri concrete de gospodărire a apei, să se facă

verificarea concluziilor la care s-a ajuns, dîndu-se date precise.

Metoda analizei implică descompunerea întregului în părţile componente pentru a se ajunge la cunoaşterea caracteristicilor şi funcţiilor fiecărei părţi.

Pentru cercetarea realităţii hidrologice, se utilizează toate formele de analiză: analiza materială cum ar fi, de exemplu, analiza componenţilor bilanţului hidric, analiza structurii ionice a apei ş.a.; analiza mentală care constă în descompunerea în gînd a sistemelor hidrografice şi a fenomenelor complexe ce le caracterizează, fără a afecta unitatea lor materială; analiza cartografică, o formă specială de analiză geografică, care permite examinarea repartiţiei şi diferenţierilor spaţiale a componentelor hidrosferei şi a obiectelor hidrologice favorizînd cunoaşterea funcţiei fiecărei părţi şi înţelegerea mecanismului pentru întreg. Aşa, de pildă, se poate face analiza cartografică a elementelor bilanţului hidric (precipitaţii, scurgere, evapotranspiraţie).

Hidrologul utilizează şi analiza funcţională pentru a stabili rolul funcţional al fiecărui component al hidrosferei (de exemplu în circuitul apei).

Metoda sintezei formează o unitate dialectică cu metoda analizei cu care se condiţionează reciproc; ea permite reconstruirea mentală a integrităţii obiectului studiat în parte prin analiză.

Hidrologia, studiind hidrosfera ca sistem material, trebuie să ofere cunoaşterea ei integrală, chiar dacă în prealabil face analiza fiecărei părţi componente stabilind locul şi importanţa acestora în cadrul sistemului respectiv.

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Metoda istorică este frecvent utilizată în hidrologie. Ideia evoluției unor procese și fenomene hidrologice a existat încă din antichitate; în acest sens, amintim observația lui Herodot că Nilul se află pe locul unui braț de mare care odinioară era umplut cu aluviuni sau părerea lui Aristotel că Marea de Azov este colmatată de rîuri cu aluviuni, putînd fi astfel foarte ușor de uscat și că a fost un timp cînd nu au existat unele rîuri cum e Nilul și Istrul. Mai tîrziu, mai ales în secolul XIX, cînd geografii își dau seama de necesitatea cunoașterii faptelor în ordinea apariției și dezvoltării lor, metoda istorică își găsește o aplicare largă și în hidrologie.

Prin studierea apariției și evoluției faptelor hidrologice se poate ajunge la cunoașterea legilor de dezvoltare a lor și, pe această bază, la prognoza hidrologică.

De aceea se și impune ca fiecare fapt hidrologic să fie studiat în devenirea lui urmărindu-se ritmurile specifice de dezvoltare; observarea directă a schimbărilor actuale ale faptelor hidrologice se poate face în cercetările staționare prin intermediul posturilor și stațiilor hidrometrice dar și în timpul expedițiilor. Cunoașterea dinamicii obiectelor și fenomenelor hidrologice, cel puțin în parte, se poate face și în mod indirect cu sprijinul fotografiilor și filmelor efectuate la anumite intervale de timp, sau cu ajutorul hărților ridicate în diverse perioade. Utilizarea metodei istorice a dus la individualizarea unei subramuri a hidrologiei - paleohidrologia.

Metoda cartografică este folosită cu rezultate bune în cercetarea hidrologică. Sînt astfel utilizate o serie de reprezentări grafice (diograme, cartograme, profile g.a.) cu scopul de a ilustra anumite aspecte hidrologice, o anumită interacțiune,

sau variaţia, în timp şi spaţiu a unor fapte hidrologice (variaţiile de nivel şi debit în timpul unui an sau în lungul unui rîu).

Pentru a reda într-o formă sintetică şi uşor accesibilă o serie de informaţii privind răspîndirea spaţială a faptelor hidrologice, caracteristicile lor şi unele relaţii dintre ele, se foloseşte harta (de pildă harta scurgerii rîurilor, harta răspîndirii teritoriale a alementelor bilanţului hidric, harta tipurilor genetice de lacuri etc.).

Metoda matematică este utilizată încă de la începuturile hidrologiei; a luat o mare extindere în ultimul secol, în strînsă legătură cu necesităţile de ordin practic, cum ar fi de exemplu, stabilirea valorilor caracteristice ale scurgerii rîurilor, a debitelor de aluviuni etc.

Din cauza materialului hidrologic variat, cules de pe teren, metodele de prelucrare a datelor sînt şi ele deosebite. Astfel, de pildă, pentru bazinele hidrografice în care s-au efectuat observaţii de lungă durată şi de bună calitate, elaborarea datelor se face uşor cu ajutorul metodelor elementare ale statisticii, iar rezultatele obţinute sînt cele mai apropiate de realitate.

Pentru bazinele de recepţie fără observaţii directe, determinarea valorilor hidrologice se face în mod indirect, cu ajutorul unor relaţii generale stabilite pe baza studiilor efectuate în alte bazine cu observaţii directe. Aceste relaţii leagă elementele scurgerii de factorii fizici, climatologici şi meteorologici determinanţi şi sînt aplicabile, în general, pentru regiunile care au condiţii fizico-geografice similare. Rezultatele obţinute astfel sînt mai puţin sigure.

Ceea ce caracterizează legăturile dintre diversele elemente studiate în hidrologie este faptul că în general nu se pot stabili relaţii matematice funcţionale; aceasta se datoreşte faptului că asupra unui fenomen considerat ca efect, acţionează, în afara unui număr restrîns de factori determinanţi şi o serie de factori care modifică, în anumită măsură, fenomenul - efect.

De aceea, în hidrologie se utilizează în mod curent corelaţia (legătura matematică aproximativă stabilită pe baza analizei abaterilor) şi nu relaţia funcţională (legătura matematică exactă dintre mai multe variabile.).

In cazul bazinelor hidrografice care dispun de observaţii directe pe o perioadă scurtă de timp, se stabilesc legături cu elementele corespunzătoare dintr-un bazin vecin, cu regim analog, dar pentru care sînt observaţii directe de lungă durată. Datele obţinute sînt comparate cu rezultatele stabilite cu ajutorul relaţiilor generale.

Stabilirea legăturilor dintre diferitele valori hidrologice se realizează prin procedee grafice sau analitice, în funcţie de gradul de precizie solicitat şi posibilităţile de aplicare a metodelor de calcul.

Legăturile corelative dintre valorile hidrologice se reprezintă, pentru simplificare, prin curbe elementare plane (mai frecvent cele liniare, parabolice, hiperbolice, exponenţiale şi logaritmice). Aşa, de exemplu, corelaţia între înălţimea scurgerii şi înălţimea precipitaţiilor, corelaţia între debite şi niveluri ş.a.

Pentru a utiliza mai uşor relaţiile generale, mai ales cînd formulele conţin mai multe variabile şi au expresii complicate, se construiesc nomograme de calcul, după procedeele obişnui-

te ale nomografiei (de exemplu nomograma lui M.J. Budîko pentru calcularea evaporaţiei anuale, a cărei valoare variază în raport cu bilanţul radiativ şi cu precipitaţiile).

Calculul analitic elimină erorile care se pot face în trasarea grafică a curbelor de corelaţie, dar are dezavantajul de a face dificilă urmărirea, pe parcurs, a interacţiunii dintre diferitele elemente care condiţionează elementele hidrologice.

Pentru extinderea şirurilor statistice a observaţiilor directe pe un timp mai îndelungat cerut de practică (100 sau 1000 de ani), se face apel la calculul probabilităţilor folosindu-se curbele de asigurare teoretice şi empirice.

Este evident că hidrologia nu se poate dezvolta fără a face uz de metoda matematică.

Metoda modelării constă în construirea unei reprezentări a obiectului, procesului sau sistemului real, menţinîndu-se numai părţile şi proprietăţile caracteristice şi importante cu scopul de a se surprinde legăturile funcţionale. Se poate utiliza modelarea materială care presupune o construcţie materială a modelului unui fapt sau sistem hidrologic cum ar fi, de pildă, o hartă în relief a unui bazin hidrografic, a unui gheţar sau a unui lac; se poate realiza, de asemenea, modelul unui rîu pentru a urmări acţiunea de eroziune şi sedimentare la viteze şi debite diferite ale apei ş.a.

Astfel, în cadrul I.S.C.H., s-a studiat pe modele reduse la scară, Delta Dunării, Jiul pe anume porţiuni, sectorul dunărean de la Porţile de Fier în legătură cu construirea lacului de baraj de aici ş.a.

Modelarea materială în hidrologie întîmpină dificultăţi din cauză că nu se pot reduce la scară toate elementele mode-

lului şi nici rolul timpului care-i foarte important în procesele şi fenomenele din natură. Cu toate acestea, se obţin rezultate importante prin modelarea materială care, pînă la un punct, se confundă cu experimentul, deoarece ambele reprezintă o reproducere artificială a obiectului, procesului sau sistemului, cu posibilitatea de a se modifica diverşi parametri. Dar, spre deosebire de experiment care, în mod voit, se îndepărtează de realitate pentru a descoperi legitatea manifestării obiectelor şi proceselor în condiţii cît mai diverse, modelarea tinde să reproducă cît mai exact realitatea.

Hidrologia foloseşte în largă măsură şi <u>modelarea ideală</u> care reprezintă construcţia mentală, imaginară a unui model al realităţii. Pentru a fi examinat şi comunicat, modelul ideal este într-o formă oarecare materializat (grafic, verbal sau în simboluri).

Hărţile tematice, graficele, profilele şi alte produse cartografice, ca şi fotografiile reprezentînd obiecte sau procese hidrologice, sînt de fapt modele.

O formă aparte a modelării cu rol important în hidrologie este <u>modelarea matematică</u>; folosind simboluri şi formule pentru reprezentarea realităţii, ea are drept scop să redea într-o formă concisă materialul faptic acumulat prin observaţie.

O formă de model matematic utilizat în hidrologie este <u>bilanţul</u> care redă schimbul de materie şi energie (bilanţul hidric, bilanţul termic al apei ş.a.).

Modelarea matematică are deosebită importanţă atît pentru cunoaşterea stării actuale a obiectelor, proceselor şi fenomenelor hidrologice cît şi pentru prognoza evoluţiei viitoare.

BCU CLUJ / KOLOZSVÁR UNIVERSITY LIBRARY

Metoda experimentală constă în reproducerea artificială a unor procese şi fenomene, în laborator sau în cîmp, pentru a putea fi studiate în condiţii cît mai diverse.

Datorită complexităţii fenomenelor din natură, metoda experimentală este însă limitată. Totuşi, fenomenele şi procesele hidrologice dintr-un rîu sau lac, luate în parte sau în complexitatea lor, pot fi cercetate în condiţii de cîmp sau laborator, cu ajutorul unor modele. În felul acesta se realizează, în oarecare măsură, o modelare materială dinamică.

Prin această metodă se pot studia legile scurgerii, coeficienţii de evaporaţie, dinamica apei, procesele de sedimentare etc. Astfel, hidrologul sovietic M.A.Veliakanov a efectuat o serie de experienţe cu privire la mişcarea apei în albia rîurilor; Otto Kümmel a dovedit experimental formarea curenţilor marini şi oceanici sub acţiunea vînturilor; L.Kreitman a procedat la cercetarea experimentală, în laborator, pentru cunoaşterea curenţilor din lacul Leman.

Experimentul în cîmp este folosit mai ales de hidrologia agricolă.

Unele acţiuni ale omului pot juca rolul experimentelor în natură, ca de exemplu lucrările hidrotehnice sau cele de organizare a teritoriului. Studiul consecinţelor unor asemenea lucrări poate duce la descoperirea unor legături funcţionale, a unor legităţi hidrologice.

Metoda comparativă constă în compararea mai multor obiecte procese sau fenomene de acelaşi gen pentru a găsi asemănările şi deosebirile dintre ele, a descoperi anumite legături şi legi ce le sînt caracteristice.

BCU/BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

Cu ajutorul acestei metode este evidenţiată zonalitatea latitudinală şi etajarea unor procese şi fenomene hidrologice (evapotranspiraţia, scurgerea fluviatilă, mineralizarea apei etc.)

Pentru obiectivarea comparaţiei, se folosesc indicii cantitativi ce caracterizează faptele hidrologice, graficele, hărţile în izolinii etc.

b) Procedee şi mijloace de cercetare hidrologică

Observaţia este unul din procedeele cu largă utilizare în hidrologie, constituind etapa iniţială a muncii de cercetare. Ea poate viza un singur fapt (de pildă valurile, curenţii ş.a.) sau un complex de fapte (de exemplu dinamica apei, regimul termic etc.).

Observaţia se poate face direct în natură, sau indirect - în laborator - cu ajutorul hărţilor sau a altor reprezentări ale faptelor luate în studiu.

Observaţia în teren se poate efectua vizual, în care caz intervine subiectivismul, sau instrumental, cu rezultate precise în stabilirea caracteristicilor calitative şi cantitative a faptelor hidrologice (măsurători de nivelmri, debite, temperaturi ale apei, turbiditate etc.).

Observaţiile hidrologice se pot face în puncte fixe special amenajate (posturile hidrometrice) sau în cadrul unor expediţii.

In primul caz, observaţiile se fac zilnic sau la anumite intervale de timp, o perioadă mai lungă, favorizînd astfel cunoaşterea dezvoltării fenomenelor şi a legăturilor existente între acestea şi factorii fizico-geografici în scopul stabilirii unor legi hidrologice generale.

In cazul expediţiilor care sînt organizate în funcţie de necesităţi, în zone lipsite de posturi hidrometrice, observaţiile sînt de scurtă durată, dar mai complexe, urmărind cunoaşterea cauzală a proceselor şi fenomenelor hidrologice, în spaţii mult mai extinse.

Observaţiile hidrologice în laborator se pot efectua tot vizual sau instrumental, cu ajutorul hărţii sau a altor modele, determinîndu-se, de pildă, caracteristicile morfometrice ale bazinelor lacustre sau fluviale, densitatea hidrografică etc. Valoarea rezultatelor este în funcţie şi de calitatea hărţilor (scară mare, gradul de detaliere etc.).

In laborator, se pot face observaţii şi asupra unor probe luate din teren, cum este cazul analizei probelor de apă sau de sedimente.

Descrierea rezultatelor observării apare ca o necesitate. Ea trebuie să fie exactă, folosind indicii cantitativi şi comparaţia cu elemente de acelaşi gen. In acelaşi timp, descrierea hidrologică trebuie să explice faptele luate în considerare căutînd geneza trăsăturilor specifice lor.

Ca mijloace ale descrierii geografice sînt atît redarea prin cuvinte a rezultatelor cît şi materialele cartografice ce însoţesc textul (harta, profilele, graficele etc.).

Prelucrarea datelor obţinute din observaţii, compararea lor, verificarea chiar prin experiment şi analiza critică a rezultatelor creează premize pentru descoperirea legăturilor existente între faptele hidrologice şi pentru stabilirea legilor de dezvoltare a acestor [illegible]ăcînd posibilă prognoza hidrologică.

4. Legătura hidrologiei cu practica

Relaţia dintre om şi apă este foarte veche şi nu se poate concepe nici o acţiune legată de viaţa şi activitatea omului fără prezenţa apei. De altfel, mai bine de 60-65% din greutatea corpului omenesc este constituită din apă. Plantele şi animalele care ne furnizează hrana şi diverse alte produse nu pot trăi fără apă.

Apa a îndeplinit un rol foarte important în cucerirea lumii de către om înlesnind comunicaţiile între diverse regiuni; şi astăzi, cantităţi mari de mărfuri se transportă pe căile acvatice. Cel dintîi vehicol pe care omul l-a cunoscut, înainte de a inventa roata, a fost pluta. Undiţa ca unealtă este la fel de veche ca şi securea de piatră.

Apa influenţează clima şi răspîndirea vegetaţiei şi animalelor care au rol important în viaţa omului.

Contribuţia apei în viaţa omului este inestimabilă şi de aceea, este explicabil interesul acestuia de a avea la dispoziţie apa necesară vieţii şi îndeletnicirilor sale, de a o cunoaşte sub toate aspectele.

Dezvoltarea hidrologiei ca ştiinţă este strîns legată de folosirea complexă a apelor, de extinderea lucrărilor hidrotehnice. Ca atare, legătura cu practica face parte din însăşi conţinutul acestei discipline ştiinţifice.

Cunoaşterea rezervelor de apă şi a calităţii lor, a variaţiilor înregistrate de nivelul şi debitul rîurilor în cursul anului etc., este strict necesară pentru a se stabili cele mai potrivite ramuri de folosire a apelor şi măsura în care acestea se pot dezvolta. Datele hidrologice pot sprijini agricultura

(în problema irigaţiilor, a descărcărilor, a pisciculturii), industria (în privinţa alimentării cu apă şi cu hidroenergie), transporturile (flotaţia şi navigaţia), dezvoltarea aşezărilor omeneşti(aprovizionare cu apă, construirea unor obiective de agrement ş.a.).

In proiectarea, executarea şi exploatarea lucrărilor hidrotehnice sînt utilizate datele furnizate de diversele ramuri ale hidrologiei.

Necunoaşterea legilor de dezvoltare a proceselor şi fenomenelor hidrologice poate avea urmări nedorite pentru om, ca de exemplu lipsa de rentabilitate a unor lucrări (colmatarea aproape completă în trei ani a lacului de acumulare Ak-su din Dagestan-URSS), sau chiar consecinţe catastrofale (prăbuşirea barajului de la Frejus-Franţa, în 1960, cu dezastrele produse în aval).

Un rol deosebit de important, pentru economia unui teritoriu şi a statelor în general, îl are gospodărirea apelor, înţelegînd prin aceasta ansamblul de măsuri şi lucrări pentru stăpînirea şi folosirea raţională a tuturor resurselor de apă şi protecţia calităţii lor în condiţii eficiente pentru economia respectivă.

La noi în ţară, conducerea de partid şi de stat a subliniat în repetate rînduri importanţa apei în economia naţională. Astfel, în "Raportul asupra Planului de electrificare şi folosire a apelor în R.P.R."(1950) se arată că problema apelor ocupă un loc de frunte în viaţa economică şi socială a ţării noastre. Datorită rolului important al apei în agricultură, în determinarea climei şi în conducerea energiei necesare electrificării, stăpînirea şi folosirea apelor noastre constituie una din problemele

de bază ale construcţiei socialiste.

In directivele congresului al VII-lea al P.C.R. cu privire la cel de al doilea plan cincinal (1956-1960) în mai multe plenare ale C.C. al P.C.R., precum şi în documentele celorlalte congrese (VIII-IX) ale partidului, se prevăd lucrări de îmbunătăţiri funciare şi de extindere a valorificării resurselor de apă pentru rezolvarea cărora au fost necesare studiile hidrologice.

In anii regimului democrat popular s-au obţinut o serie de rezultate bune în acţiunea de gospodărire raţională a apelor, desăvîrşite şi amplificate în tot timpul construcţiei socialismului în ţara noastră.

Putem menţiona astfel, construirea unui număr mare de lacuri de acumulare cu utilizare hidroenergetică: Văliugul Nou (Bîrzava), Sadu V (Sad), Aştileu (Crişu Repede), Strîmtori (Firiza), Izvorul Muntelui-Bicaz (Bistriţa) cu salba altor 12 lacuri în aval, Vidraru (Argeş) cu alte cîteva lacuri mai mici (Oeşti, Cerbureni, Curtea de Argeş, Bascov, Piteşti), Porţile de fier I (Dunăre), Vidra (Lotru), Stînca-Costeşti (Prut) şi altele.

Au fost irigate suprafeţe întinse din Cîmpia Banatului şi Cîmpia Dunării, din Dobrogea, lunca Prutului etc., obţinîndu-se o productivitate sporită la culturile agricole, pomicole şi viticole.

S-au realizat, de asemenea, lucrări de desecare a zeci de mii de hectare în lunca Dunării şi Balta Brăilei etc., regularizarea unor cursuri de apă (Jiu, Crişuri, Bahlui ş.a.), amenajarea a numeroase lacuri artificiale pentru alimentarea cu apă a industriei (Cinciş pe Cerna, Secu pe Bîrzava, Balan pe Olt, Dragomirna pe rîul cu acelaşi nume, Poiana Uzului pe Uz, Chiriţa pe Valea Lungă,

afluent al Bahluiului etc.), pentru piscicultură sau pentru agrement.

S-au captat şi valorificat numeroase izvoare minerale, s-au explorat şi exploatat noi rezerve de ape termale.

Pentru planul cincinal în curs, se prevăd o serie de măsuri în legătură cu gospodărirea judicioasă a tuturor resurselor de apă şi protecţia lor împotriva poluării. Astfel, se preconizează extinderea lucrărilor de regularizare a cursurilor de apă care vor rezolva şi problema inundaţiilor, noi lacuri de acumulare cu folosinţă complexă, lucrări de derivaţie pentru a asigura apa în bazinele deficitare, extinderea cercetărilor pentru exploatarea resurselor de apă subterană ş.a.

Toate realizările amintite ca şi lucrările planificate sînt precedate de studii hidrologice ceea ce evidenţiază gama largă de aplicabilitate a acestora în practică.

5. Date generale privind dezvoltarea hidrologiei uscatului.

Hidrologia este o disciplină ştiinţifică relativ nouă care s-a conturat ca atare abia la sfîrşitul secolului al XIX-lea. Ea a avut însă o dezvoltare rapidă fiind impulsionată de necesităţile de ordin practic în legătură cu transportul, construcţiile hidrotehnice, pescuitul etc.

Deşi tînără ca disciplină de sine stătătoare, problemele hidrologice au făcut obiectul preocupărilor omului din cele mai vechi timpuri deoarece apa a jucat totdeauna un rol deosebit de important în viaţa sa. Faptul acesta este atestat de prezenţa numeroaselor staţiuni arheologice pe malul rîurilor şi lacurilor ca şi de dezvoltarea celor mai vechi civilizaţii tot în preajma

apelor.

Dezvoltarea cunoştinţelor hidrologice a mers paralel cu tehnica folosirii apelor.

Astfel, primele observaţii hidrometrice sînt legate de folosirea apei pentru irigarea terenurilor; încă acum 4000 de ani, Egiptenii au făcut o serie de însemnări privind regimul Nilului, deoarece calitatea recoltelor era determinată de mărimea şi momentul producerii inundaţiilor fluviului respectiv.

Observaţii hidrometrice s-au făcut în antichitate şi în bazinul Amu-Dariei, pe rîul Zeravşan, ca şi în ţinutul dintre Tigru şi Eufrat unde se practica irigarea terenurilor cultivate.

Tot din acest timp sînt primele ipoteze despre originea şi dinamica apelor subterane care erau folosite pentru apă potabilă (la Egipteni şi Chinezi), la băile publice (la Greci şi Romani) şi pentru diverse tratamente (apele minerale şi termale).

Noţiuni şi informaţii hidrologice şi hidrometeorologice se găsesc într-o serie de lucrări ale scriitorilor antici. Astfel, Aristotel (sec.IV î.e.n.) în "Meteorologia" a sesizat circuitul apei şi a încercat să explice originea apelor subterane ca rezultat al condensării vaporilor din aerul aflat în golurile din scoarţa terestră.

Lucretius Carus (sec.I î.e.n.) în "De Rerum Naturae" şi Plinius cel Bătrîn)sec.I î.e.n.) în "Istoria Naturale" au încercat să explice procesul de evaporaţie, formarea izvoarelor, alimentarea rîurilor ş.a.

Marcus Vitruvius Polius (sec.I,î.e.n-), care introduce în Italia moara de apă,cunoscută cu mult înainte în China, poate fi considerat ca precursor al ipotezei infiltrării în ce priveşte originea apei subterane.

Mai tîrziu, executarea a numeroase construcţii hidrotehnice, mai ales în Italia, a impus studierea debitelor rîurilor, a proceselor de eroziune ş.a.

Cu acest prilej sînt concepute şi primele instrumente de măsurat viteza apei.

Idei interesante în legătură cu mecanismul mişcării apei şi puterea ei de transport se găsesc în lucrările lui Leonardo-da-Vinci (1452-1519).

In evul mediu, şi mai ales în perioada marilor descoperiri geografice, s-au culeş o serie de informaţii în legătură cu hidrografia ţinuturilor cucerite în cele două Americi; s-au furnizat astfel date cu privire la rîurile: Orenoc, Magdalena şi Cauca (Diego d'Ordaz, 1530-1538), Amazon şi Rio Negro (Francesco-Orellana, 1540), Parana şi Paraguai (Sebastian Cabot 1528), Colorado şi Rio Grande del Norte (Coronado,1540),Sfîntu Laurenţiu (Jaques Cartier 1534-1535) ş.a.

Relatările şi descrierile (noilor teritorii) lărgeau orizontul geografic al vremii îmbogăţind şi cunoştinţele hidrologice, fără a se putea însă vorbi de hidrologie în sensul actual al cunoştinţelor.

Inceputurile hidrologiei se caracterizează prin observarea unor fenomene naturale legate de apă şi interpretarea lor empirică. Progrese sensibile în dezvoltarea acestei discipline ştiinţifice s-au înregistrat începînd cu secolul al XVI-lea ca urmare a bazei teoretice realizate de diferiţi oameni de ştiinţă prin descoperirea unor legi de seamă din domeniul fizicii, al hidraulicii, şi hidrodinamicii. Dintre aceştia amintim: Simon Stevin (1548-1620), inginer flamand, celebru prin lucrările de hidrostatică; Galileo Galilei (1564-1642) care enunţă, printre

altele, principiul inerţiei şi al compunerii mişcărilor ca şi principiul vaselor comunicante, utilizate în explicarea unor fenomene hidrologice; E.Torricelli (1608-1647) care descoperă legile de scurgere a lichidelor prin orificii; Blaise Pascal (1623-1662) care este autorul primei prese hidraulice, stabileşte legile presiunii atmosferice şi a echilibrului lichidelor; Isaac Newton (1642-1727) fundamentînd legile atracţiei universale sprijină şi explicarea mişcării ritmice a apelor marine şi lacustre sub forma mareelor.

Odată cu dezvoltarea capitalismului, în secolul al XVIII-lea şi al XIX-lea, creşterea impetuoasă a transporturilor pe apă şi utilizarea tot mai largă a hidroenergiei au impus studiul hidraulicii rîurilor, crearea unor instrumente perfecţionate de măsurare şi elaborare a unor ecuaţii şi formule empirice pentru calculul diverselor caracteristici hidrologice cum sînt: debitele de apă şi de aluviuni, viteza de curgere şi de sedimentare etc.

Astfel, descoperirea tubului hidrometric a lui Pitot (1732) şi a elicii hidrometrice a lui Woltman (1790) a făcut posibilă măsurarea şi cercetarea directă a vitezelor de curgere şi a debitelor de apă a rîurilor.

Bazele hidrodinamicii generale au fost elaborate în secolul XVIII-L.Euler (1750) concepe ecuaţia mişcării lichidelor, iar Chézy (1775) ecuaţia mişcării turbulente a apelor de suprafaţă, care se aplică şi pentru curgerea subterană prin golurile din carst. H.Darcy (1856) explică dinamica apelor subterane formulînd legea circulaţiei apei prin porii rocilor, iar J.Dupuit aplică legea circulaţiei descoperită de Darcy, la calcularea debitelor de apă afluentă în foraje.

Studii hidrologice importante au mai realizat Vásárhelly (1845), Humphrey, Abbot (1861), Bazin (1861), Penk (1886), Manning (1890) şi alţii.

De altfel, în a doua jumătate a secolului al XIX-lea, a început, în mai multe ţări, studiul sistematic al apelor de suprafaţă. In consecinţă, în Germania, Elveţia, Franţa, Ungaria se organizează instituţii de stat pentru culegerea datelor hidrometrice. Tot acum, apar şi primele studii şi monografii hidrologice care încercau o generalizare a observaţiilor efectuate. Astfel, au apărut lucrările lui A.I.Voeikov şi V.M.Lohtin în Rusia, ale lui Fargue, Belgrand şi Contagne în Franţa şi ale lui Schreiberg şi Keller în Germania.

A.I.Voeikov a formulat o serie de teze juste în legătură cu rolul mlaştinilor în alimentarea rîurilor cît şi în privinţa influenţei lucrărilor de desecare asupra climei şi a regimului apelor.

In 1884 apare lucrarea lui A.I.Voeikov intitulată "Climele globului pămîntesc" în care arată că "rîurile sînt un produs al climatului". El face chiar o clasificare a rîurilor după climă arătînd sursele de alimentare şi regimul lor.

V.M.Lohtin a elaborat lucrarea "Mecanismul albiei rîului" în care sînt stabilite o serie de relaţii teoretice, importante şi azi.

Fargue a publicat "Forma albiei rîului cu pat mobil", iar Belgrand "Hidrologia bazinului Sena"(1850) organizînd - patru ani mai tîrziu - reţeaua hidrometrică din acest bazin.

In a doua parte a secolului XIX-lea şi începutul celui al XX-lea, un aport însemnat îl aduc şi staţiunile limnologice care se dezvoltă în localităţile: Sevastopol (1871, Neapole(1872),

BCU VASILE GOLDIŞ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

New Port-S.U.A. (1876), Plön - Germania (1890), Aneboda - Suedia (1907) şi altele care iau fiinţă mai târziu.

In cadrul lor, se fac investigaţii cu privire la dezvoltarea bazinelor, proprietăţile fizice şi chimice ale apelor, viaţa din bazinele respective.

Cel care a pus bazele limnologiei moderne a fost F.A. Forel (1814-1912); el a studiat lacurile din Elveţia şi Germania, publicînd în 1892 monografia limnologică a lacului Leman.

Cercetări de seamă în domeniul hidrologiei se efectuează şi în America (Snyder, Forter, Harton, Meyer), Elveţia, (Einstein), Italia etc.

Contribuţia tuturor acestora la dezvoltarea hidrologiei ca ştiinţă a fost apreciabilă.

In condiţiile economiei planificate a Uniunii Sovietice unde s-a putut pune problema utilizării integrale a resurselor de apă, hidrologia a luat un puternic avînt. Incă din 1919 s-a înfiinţat, pe lîngă Academie, Institutul hidrologic în cadrul căruia s-au efectuat numeroase cercetări complexe asupra regimului apelor - şi prognoze privind evoluţia acestora.

Contribuţii valoroase la dezvoltarea hidrologiei în URSS au avut: B.A.Appolov, E.D.Zaikov, B.V.Poliakov, S.I.Ribkin, M.A. Velikanov, L.K.Davîdov, M.I.Lvovici ş.a.(în domeniul rîurilor), K.P.Voskresenkii, A.F.Lebedev (în privinţa apelor subterane), S.V.Kalesnik (în glaciologie), Dubah, Ivanov ş.a. (în legătură cu mlaştinile), Berg (în domeniul lacurilor).

După cel de al doilea război mondial, hidrologia ia avînt şi în celelalte ţări socialiste.

In ultimul timp, cercetările hidrologice urmăresc, mult

mai organizat, cunoaşterea legilor scurgerii, determinarea debitelor solide, posibilitatea regularizării şi compensării debitelor, a gospodăririi integrale a apelor.

In cadrul Uniunii Geografice Internaţionale (U.I.G.) există o subcomisie specială care urmăreşte problemele amenajării integrale a bazinelor fluviale.

In perioada 1965-1975 a funcţionat "Comisia Internaţională a Deceniului de Hidrologie" sub conducerea lui Reiner Keller (RFG). In preocupările sale, a fost realizarea unui tratat şi aflas de hidrologie şi studiul unor probleme de bază ca: scurgerea şi regimul apelor subterane, bilanţul hidrologic în diferite climate, influenţa omului asupra bilanţului hidrologic ş.a.

In tara noastră, deşi nu se poate vorbi de o dezvoltare sistematică a hidrologiei decît la sfîrşitul veacului al XIX-lea, se pot totuşi semnala unele descrieri şi observaţii în legătură cu reţeaua hidrografică, cu mult mai înainte. Cele mai vechi informaţii rămase de la Herodot (sec.V î.e.n.), Pliniu cel Bătrîn, Ptolemeus, Claudius, Eratosthenes ş.a. se referă la gurile şi cursul Dunării.

Dintre primele lucrări de seamă în care se găsesc indicaţii ştiinţifice bine fundamentate asupra hidrografiei din partea de est a ţării este "Descriptio Moldaviae" a domnitorului Dimitrie Cantemir, scrisă la începutul secolului al VIII-lea; în capitolul "Despre apele Moldovei"; pe lîngă o descriere generală a reţelei hidrografice, este sesizat rolul Dunării pentru Prut şi-i redată corect alimentarea lacului Brateş. Harta Moldovei întocmită de Dimitrie Cantemir şi editată la Haga în 1737 se înscrie printre lucrările valoroase ale genului, din timpul său,

redînd o situaţie apropiată de realitate.

Pentru apele din Muntenia sînt unele informaţii date de "Harta Valahiei" realizată de Stolnicul Constantin Cantacuzino şi tipărită la Padova în 1700.

Unele măsuri cu caracter hidrotehnic, din a doua jumătate a secolului XVIII, cum ar fi dirijarea unei părţi din apele Dîmboviţei spre Sabar (afluent al Argeşului), asanarea regiunilor mlăştinoase din jurul Timişoarei şi construirea canalului Bega, sau amenajarea altor rîuri din Cîmpia Tisei pentru a combate inundaţiile, frecvente aici, au contribuit la dezvoltarea gîndirii ştiinţifice asupra apelor.

Interesul pentru cunoaşterea regimului rîurilor la noi în ţară s-a manifestat în primul rînd pentru Dunăre, în strînsă legătură cu asigurarea navigaţiei fluviale. In acest scop, se înfiinţează primele posturi hidrometrice la Orşova (1838) şi Drencova (1854).

Comisia Internaţională a Dunării (cu sediul la Viena) şi Comisia Europeană a Dunării (de la Galaţi), instituite după tratatul de la Paris (1856), iau o serie de măsuri privind cunoaşterea hidrologică a Dunării şi amenajarea ei.

Printre acestea, amintim canalizarea braţului Sulina (1897-1902), organizarea unor observaţii sistematice asupra scurgerii lichide şi solide a Dunării, studii asupra fenomenelor de îngheţ la posturile existente şi la cele noi create (Galaţi-1873, Buziaş şi Brăila 1874); se realizează, de asemenea, hărţi batimetrice ale zonei litorale în faţa deltei Dunării ş.a.

Începînd cu august 1948 cînd a avut loc Conferinţa Dunăreană de la Belgrad, sarcinile fostei Comisii Europene a

BCU "Al. I. Cuza" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dunării au revenit țărilor riverane în cadrul Comisiei Dunărene, care ridică la un nivel superior observațiile, studiile și prognozele hidrologice.

Pe rîurile interioare ale țării, primele posturi hidrometrice apar în Transilvania, impuse de necesitățile practice ale agriculturii, navigației și combaterii inundațiilor din bazinul Tisei. Astfel, între anii 1853 și 1892 au luat ființă în Transilvania 41 posturi hidrometrice instalate pe Tisa superioară, Someș, Bereteu, Crișuri, Mureș, Bega, Timiș, Pogănișș; cele mai vechi sînt pe rîul Mureș la Radna (1853), Săvîrșin (1859), Arad(1861) și pe Timiș la Coșteiu-Mic (1859).

La sfîrșitul secolului al XIX-lea și începutul celui de al XX-lea, se înființează în Transilvania opt regiuni hidrografice (Cluj, Arad, Brașov, Timișoara, Aiud, Oradea, Sibiu și Sighet) care, împreună cu Serviciul Fluvial regional de la Satu Mare, organizează și conduc observațiile și studiile hidrologice.

Pe baza măsurătorilor de debit efectuate, apare studiul lui Viczian Ede "Porțele hidraulice din Ungaria" (1905-1913) care se referă și la apele Transilvaniei.

Pe rîurile din Muntenția și Moldova, observațiile hidrometrice încep mai tîrziu, în 1908 și respectiv în 1926. In Muntenia sînt amplasate mire hidrometrice pe Jiu, Olt, Vedea, Argeș, Ialomița, iar în Moldova pe Siret la Lespezi, Răcătău, Adjud; pe Prut la Ungheni; pe Moldova la Roman; pe rîul Bistrița la Viișoara și pe Bahlui la Iași. Ulterior, numărul lor sporește, mai ales în NV bazinului Siret și pe Prutul mijlociu, în legătură cu plutăritul și navigația.

Primele "Anuare hidrografice" românești apar în 1925,

publicate de Serviciul hidrografic al Direcției generale a apelor înființat în același an; ele furnizau date începînd cu anul 1914 în legătură cu variațiile nivelurilor Dunării și a principalilor săi afluenți (Jiul, Oltul, Ialomița, Siretul etc.).

Dintre lucrările apărute la începutul acestui secol amintim pe aceea a lui Gh.Balș; "O evaluare a volumului de apă a rîurilor din România" (1905).

In primele decenii ale secolului al XX-lea, s-au efectuat o serie de studii hidrografice asupra Dunării, de către diverși cercetători; dintre aceștia amintim: Gr.Antipa, Regiunea inundabilă a Dunării, starea ei actuală și mijloacele de a o pune în valoare (1912); ing.T.Gîlcă, Navigația maritimă și fluvială în România (1930); Ionescu-Sisești, Lunca Dunării și punerea ei în valoare (1933); Dorin Pavel, Hidrografia Dunării (1938; Gr.Vasilescu, Debitul solid al Dunării (1928), Inghețul Dunării și navigația sa maritimă (1928); ing.G.Vidrașcu, Lunca Dunării și regimul apelor ei (1916).

In perioada 1924-1933, se pun noi probleme legate de utilizarea energetică a rîurilor. In acest scop, se instalează limnigrafe, se efectuează numeroase măsurători de debite pe baza cărora apar o serie de studii hidroenergetice, elaborîndu-se și unele metode de calcule hidrologice. Citățm astfel: D.Leonida, Electrificarea României (1921), Perspectivele economice legate de valea Bistriței Moldovene (1924); Dorin Pavel, Forțele hidraulice disponibile ale României (1929'; Iacobi Robert, Hidrografia Transilvaniei (1933), în care se găsesc primele formule empirice pentru calcularea debitelor medii, maxime și minime valabile pentru rîurile de dincolo de Carpați.

In același timp, geografii români întreprind studii de

sinteză asupra genezei structurii reţelei hidrografice şi alter probleme legate de apele ţării noastre. Dintre acestea, remarcăm lucrarea lui Iulian Rick despre regimul rîurilor Moldova şi Bistriţa (1923), capitolul referitor la apele ţării din Geografia fizică a României de V.Mihăilescu (1933), în care este dată şi schiţa în izolinii pentru variaţia coeficientului scurgerii pe teritoriul Europei (inclusiv ţara noastră), schiţă elaborată de Emm.de Martonne, precum şi capitolul de hidrografie din "Ţara noastră" de I.Simionescu (1933).

Informaţii în legătură cu scurgerea medie a rîurilor noastre se găsesc şi în lucrarea lui B.D.Zaikov (1938) care studiază acest aspect pentru întreg teritoriul Europei. Tot acum, apar şi lucrări cu caracter regional; astfel, V.Tufescu publică "Valoarea economică a rîurilor moldovenesti (1941), iar I.Gugiuman "Regimul hidrografic al Mureşului (1944) ş.a.

Menţionăm,de asemenea, cercetători români care au efectuat, înainte de 1944, studii asupra lacurilor (C.Brătescu, A. Brăileanu, M.Dumitriu, M.Haret, I.Maxim, V.Mihăilescu, Gh.Năstasa, R.Pascu, Dr.Romniceanu, N.Senchea, G.Vîlsan ş.a.), sau în legătură cu apele subterane din ţara noastră (G.Atanasiu, M.Drăghicescu, G.Macovei, I.Mrazec, Gh.Murgoci, E.Protopopescu-Pache,ş.a.).

După cel de al doilea război mondial s-a impus reorganizarea reţelei hidrometrice pentru reluarea şi continuarea observaţiilor întrerupte în 1940-1941 în Transilvania şi în 1944 pe aproape toate rîurile.

După instaurarea regimului democrat popular, orientarea spre o economie planificată a pus şi problema cercetării complexe a apelor în scopul utilizării lor raţionale, discutată pentru prima dată la Conferinţa Naţională a P.C.R. din 1945.

Pentru aceasta, Institutul de Studii şi Proiectări Energetice (I.S.P.E.) organizează o reţea proprie de posturi hidrometrice mai ales în sectoarele râurilor cu posibilităţi de amenajare hidrotehnică, efectuînd numeroase măsurători de nivele şi debite prelucrate ulterior după metodele moderne din hidrologie.

După 1951, se înfiinţează Direcţia Generală Hidrometeorologică şi Sectorul Hidrologic avînd sarcina studierii resurselor de apă şi a regimului lor pe întreg teritoriul ţării. In acest scop, se reorganizează şi modernizează reţeaua hidrometrică în cadrul căreia se fac observaţii complexe în legătură cu nivelul şi debitele de apă, scurgerea de aluviuni, caracteristicile fizico-chimice ale apei şi fenomenele de îngheţ.

Se înfiinţează, de asemenea, o reţea largă de posturi pentru observarea regimului şi bilanţului hidrologic al lacurilor.

In 1958, se înfiinţează posturi de observaţii hidrogeologice pentru a urmări variaţiile de nivel ale apelor freatice şi raportul dintre acestea şi nivelul apei din râuri.

In 1957, a luat fiinţă Comitetul de Stat al Apelor pe lîngă Consiliul de Miniştri înglobînd D.G.H. cu probleme de organizare a reţelei de observaţii, Institutul Meteorologic Central şi Institutul de Studii şi Cercetări Hidrologice cu multiple direcţii (hidrometrie, hidraulică, hidrogeologie, oceanografie, gospodărirea apelor).

In 1970, a avut loc o nouă reorganizare înfiinţîndu-se Institutul de Meteorologie de pe lîngă Ministerul Agriculturii, Industriei Alimentare, Silviculturii şi Apelor, iar în 1971 a fost creat Consiliul Naţional al Apelor, organ de concepţie, îndrumare, coordonare şi control pentru înfăptuirea politicii Parti-

dului şi Statului în domeniul apelor.

După 1953, s-a îmbunătăţit în mod simţitor conţinutul anuarelor hidrologice, iar din 1960 apar şi anuarele hidrogeologice.

In acelaşi timp, s-a intensificat acţiunea de cercetare hidrologică concretizată într-o serie de articole şi lucrări ce oglindesc interesul pentru cunoaşterea scurgerii rîurilor, a surselor de alimentare, a bilanţului hidrologic, a scurgerii aluviunilor în suspensie; se studiază, de asemenea, densitatea hidrografică, viiturile, fenomenul de secare a rîurilor, regimul termic şi de îngheţ al apei, caracteristicile hidrochimice. Concomitent cu rîurile sînt cercetate apele subterane, lacurile şi mlaştinile.

Apar şi lucrări mai mari de sinteză, cu caracter general sau regional, dintre care amintim: Scurgerea medie specifică a rîurilor în R.P.R.(C.Diaconu, D.Lăzărescu, I.Ujvari, S.Dumitrescu, 1954); Hidrografia R.P.R. - capitol în geografia fizică a R.P.R. (Al.Savu,1955); capitol de Hidrografia R.P.R. din Monografia Geografică a R.P.R. (C.Diaconu, S.Dumitrescu, V.Dumitrescu, P. Gîştescu, D.Lăzărescu, I.Panait, I.Ujvari,1960); seria de monografii hidrologice pentru bazinele principalelor rîuri din ţara noastră elaborate de colective largi de cercetători din I.S.C.H. (1962-1969); Zona de vărsare a Dunării (1963) realizată de un colectiv româno-sovietic (A.A.Almazov, C.Bondar, C.Diaconu ş.a.); Dunărea între Bazias şi Cetatea Ismail, monografie hidrologică. (A.Avădanei, A.Breier, P.Gîştescu, E.Gruia, P.Mîţă, U.Stănescu, 1967); Geografia Dunării româneşti (editată de Academia R.S.R. 1969); Rîurile României, monografie hidrologică (elaborată în ca-

drul I.S.C.H.,1971); Geografia apelor României (I.Ujvari,1972); Hidrografia Câmpiei Moldovei (M.Pantazică,1974) şi multe altele.

Dintre lucrările de limnologie amintim: Lacurile din R.P.R. renezã şi regim hidrologic (1963) şi Lacurile din România, limnologie regională (1971) de P.Gîştescu; Lacurile din România. Importantă balneară şi turistică (Morariu T, Moraru S.,Savu Al. 1968); Lacurile glaciare din Carpatii Meridionali (I.Pişotă,1971); Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre (A.Breier,1976) ş.a.

Din domeniul telmatologiei menţionăm lucrarea Mlaştinile de turbă din R.P.R. (Emil Pop,1960).

In legătură cu apele subterane, citãm Studiul hidrogeologic de sinteză pentru teritoriul R.P.R. (R.Cădere şi colab.,1964); Apele minerale şi termale din România (A.Pricăjan,1972; studii ale apelor subterane din diverse regiuni ale ţării au fost efectuate de E.Liteanu, A.Brandabur, P.Marosi, A.Pricăjan, D.Slăvoaca ş.a.

La toate acestea, se adaugă numeroase lucrări de doctorat din domeniul hidrologiei (multe încă nepublicate) ca şi manualele sau cursurile elaborate în cadrul unităţilor de învăţământ superior.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

C A P I T O L U L II

RASPÎNDIREA APEI PE GLOB

Apa reprezintă una dintre cele mai răspîndite substanţe din natură, participînd la aproape toate procesele fizice, chimice şi biologice ce se petrec pe planeta noastră.

Pentru a explica proveniența apei pe Terra s-au emis mai multe ipoteze. Astfel, unii susţin că apa ar fi rezultat din procesele de condensare care s-au produs în atmosfera primordială a Pămîntului. Alţii consideră că apa ar proveni din descompunerea rocilor vulcanice care au eliberat apa legată chimic în constituţia lor.

A treia ipoteză presupune că apa, provenind din ambele surse, s-a acumulat treptat, dar nu neapărat uniform sau continuu, în decursul istoriei geologice a planetei noastre, umplînd formele negative ale acesteia.

Cert este că apa se află prezentă în toate învelişurile globului pămîntesc; o găsim în atmosferă sub formă de vapori condiţionînd umiditatea aerului, sub formă de picături (ceaţă, nori, ploaie) sau cristale de gheaţă şi fulgi de zăpadă.

Cantitatea totală de apă din atmosferă, după Meinardus (1934), se ridică la cca. 12.300 km^3; după datele mai noi ar fi 13.000 km^3 (Bethamont,1977) din care 9/10 se află în primii 5 Kilometri de la suprafaţa Pămîntului.

Conţinutul de vapori de apă din atmosferă este în funcţie de temperatura aerului; el variază între 0,01% în regiunile reci şi 4% din unitatea de volum, în regiunile calde.

Cantitatea vaporilor de apă mai depinde de caracterul

suprafeţei terestre care este sursa de umiditate a atmosferei, şi de particularităţile dinamicii atmosferei care influenţează transportul umezelii şi variaţia gradului de saturaţie a aerului cu vapori de apă; chiar şi în regiunile cele mai aride ale globului, cum sînt Sahara, Gobi, Kazahstan etc., aerul conţine vapori de apă.

Vaporii de apă din atmosferă, împreună cu CO_2, au un rol important în bilanţul caloric al suprafeţei terestre, deoarece, permiţînd pătrunderea razelor solare spre scoarţa terestră şi reţinînd în mare măsură radiaţia calorică inversă a acestuia (în proporţie de 60%), ei contribuie la menţinerea căldurii pe terra.

In acelaşi timp, vaporii de apă, absorbind radiaţiile solare de undă scurtă, protejează vieţuitoarele de la suprafaţa Pămîntului de acţiunea dăunătoare a acestora.

Vaporii de apă din atmosferă au deosebită importanţă în circuitul apei, reprezentînd una din fazele acestui circuit; lipsa lor ar modifica desfăşurarea tuturor proceselor exogene.

Apa este prezentă şi în scoarţa terestră sub toate formele de agregare: vaporii de apă, ocupă o parte din porii rocilor, apa lichidă îmbibă solul şi rocile pînă la o anumită adîncime formînd acumulările de apă subterane evaluate la 8.062.000 km^3 din care aproape 10% pînă la 800 m adîncime; în litosferă se găseşte şi apă în stare solidă sub formă cristalelor şi chiar a lentilelor de gheaţă în regiunile cu îngheţ peren. Apa participă, de asemenea, la însăşi constituţia rocilor.

Apa deţine un procent însemnat (cca 0,003% din apa

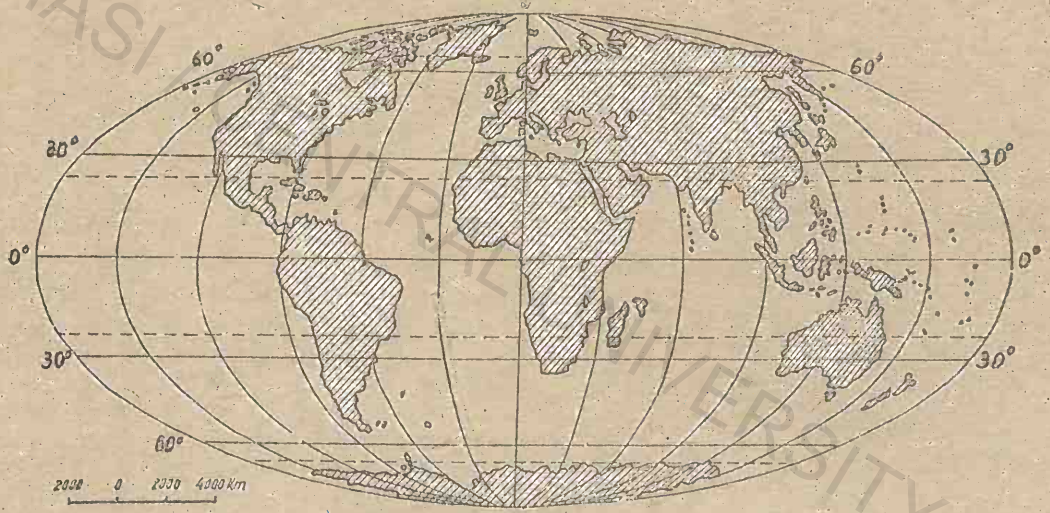


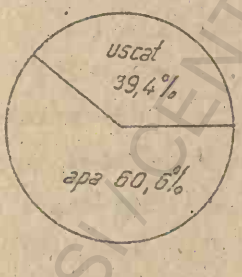
Fig. 1. RĂSPÎNDIREA USCATULUI PE GLOB

BCU IASI
UNIVERSITY LIBRARY

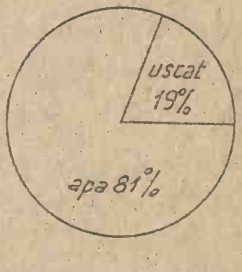
dulce) în biosferă, în corpul plantelor şi al animalelor, a căror viaţă nici nu poate fi concepută fără apă.

Cea mai mare cantitate de apă se găseşte însă pe suprafaţa planetei noastre, în marile depresiuni ale acesteia, sub formă de mări şi oceane (Pacific, Atlantic, Indian şi Arctic); acestea formează Oceanul Planetar care ocupă 361 mil. km^2, deci 70,8% din suprafaţa totală a globului terestru (510 mil.km^2). Restul de 29,2% (149 mil.km^2) revine uscatului format din cele 7 continente (Europa, Asia, America de N, America de S, Australia şi Antarctica) şi din numeroase insule (Fig.1). Cu alte cuvinte raportul dintre mare şi uscat este de 2,5 : 1.

Pe Pământ, apa şi uscatul sînt răspîndite neuniform. Astfel, observînd un planiglob, constatăm că uscatul este grupat în cea mai mare parte în emisfera nordică, unde totuşi ocupă numai 39,4% din suprafaţa acestuia, 60,6% revenind apelor marine şi oceanice. În emisfera sudică, uscatul ocupă doar 19% din suprafaţă şi apa 81% (fig.2).



Emisfera boreală
apa 155,55 mil.kmp.
uscatul 99,45 mil.kmp.



Emisfera australă
apa 236,55 mil. kmp.
uscatul 48,45 mil.kmp.

Fig.2. Raportul dintre apă şi uscat în emisferele terestre.

BCU "I.S.I." CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Răspîndirea neuniformă a apei şi uscatului este importantă pentru clima celor două emisfere, contrastele climatice fiind în mare măsură, o consecinţă a modului cum alternează apa şi uscatul. Astfel, în emisfera sudică, datorită abundenţei de apă, (fig.3), chiar şi la latitudini mari (50^{o} - 70^{o}), clima este mai uniformă decît în emisfera nordică şi în general are mai mult caracter oceanic. In emisfera sudică, temperatura medie anuală a aerului pe latitudine este mai scăzută decît la latitudinile corespunzătoare din emisfera nordică. Aşa de exemplu, la 40^{o}l.S., temperatura medie anuală este de 12^{o}C, iar la 40^{o}l.N. este de 14^{o}C. Se remarcă apoi creşterea apreciabilă a amplitudinilor în emisfera nordică începînd chiar de la paralela 20^{o}, în timp ce în emisfera sudică acest lucru se semnalează abea de la paralela 50^{o}.

Diferenţa mare a amplitudinilor termice în cele două emisfere ale globului terestru ($19,3^{o}$C la 40^{o}l.N şi $6,5^{o}$C la 40^{o}l.S.) se datoreşte tot raportului deosebit dintre apă şi uscat la nord şi respectiv la sud de ecuator.

Volumul total al apei din mări şi oceane a fost evaluat la cca. 1,348 miliarde km^{3} (peste 97% din totalitatea apei existente pe suprafaţa globului pămîntesc); el reprezintă cca.1:800 din volumul total al planetei noastre.

Pe suprafaţa uscatului, apa se găseşte în cantitate mică (sub 2% din totalul apei globului). Cea mai mare parte din aceasta (99%) este fixată sub formă de gheaţă în calotele ce acoperă Antarctida, Groenlanda şi în gheţarii din celelalte insule arctice şi din munţii înalţi ai Terrei. Prin topirea acestor mase de gheaţă, estimate la un volum de cca. 35.000.000 km^{3},

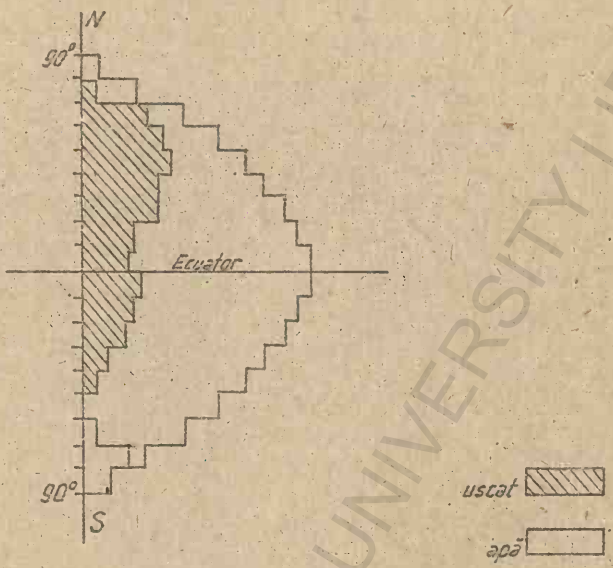


Fig.3. Diagrama repartiţiei suprafeţei uscatului la diferite latitudini(după S.V.Kalesnik).

nivelul oceanului planet - s-ar ridica cu peste 5o m (R.Furon, 1963).

Cantitatea mică de apă dulce (1%) ce se află în stare lichidă pe suprafaţa Globului Terestru, formează apele curgătoare, lacurile şi mlaştinile.

După calcule aproximative (I.Bethemont,1977), rezultă că rezerva de apă din albiile rîurilor este de cca 1loo km^3 iar cea din bazinele lacustre de 223.9oo km^3. Acest volum total de 225.ooo km^3 de apă reprezintă o cantitate foarte mică faţă de rezerva Oceanului Planetar, dar are un rol foarte important în viaţa omului.

După datele hidrologilor Baumgartner şi Reichel (1975),

volumul anual al apei scurse din rîuri şi din topirea ghețarilor arctici şi antarctici se apreciază la 39.700 km^3; din aceasta, cea mai mare parte aparţine scurgerii din regiunile exoreice tributare Oceanului Atlantic şi Arctic (59%) şi restul (41%) Oceanului Pacific şi Indian.

In regiunile endoreice ale Terrei, care ocupă aproape un sfert din suprafaţa uscatului (fig.4), scurgerea este redusă la numai 700 km^3 de apă (Lvovici, 1957). Din aceasta, 300 km^3 de apă se scurge anual în bazinul Mării Caspice, 125 km^3 în bazinul lacurilor Aral, Balkaş şi a rîurilor din Kazahstan.

Rezultă că diferenţa de 275 km^3 de apă revine scurgerii din celelalte regiuni endoreice ale Terrei (Sahara, Peninsula Arabă, Australia Centrală etc.).

Repartizarea scurgerii pe continente după Baumgartner şi Reichel (1975) este oglindită în tabelul nr.1.

Tabel nr.1 - Scurgerea anuală medie (km^3)

Europa	2.800
Asia	12.200
Africa	3.400
Australia cu ins.	2.400
America de N.	5.900
America de S.	11.100
Antarctica	2.000
Total continente	39.700

Din datele de mai sus, rezultă că rîurile tributare bazinelor Atlantic şi Arctic îşi adună apele de pe aproape jumătate (45,2%) din suprafaţa uscatului, şi varsă în ocean cca 59% din

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

volumul total anual al scurgerii, iar cele care debuşează în Pacific şi Indian drenează cam 33% din suprafaţa uscatului şi transportă 41% din volumul anual al scurgerii terestre.

In acelaşi timp, în cadrul regiunilor endoreice care ocupă 22% din suprafaţa uscatului se scurge doar 1,8% din volumul total al apei care se scurge într-un an pe suprafaţa globului, în regiunile exoreice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI / CENTRUL DE RESURSE UNIVERSITARE / LIBRARY

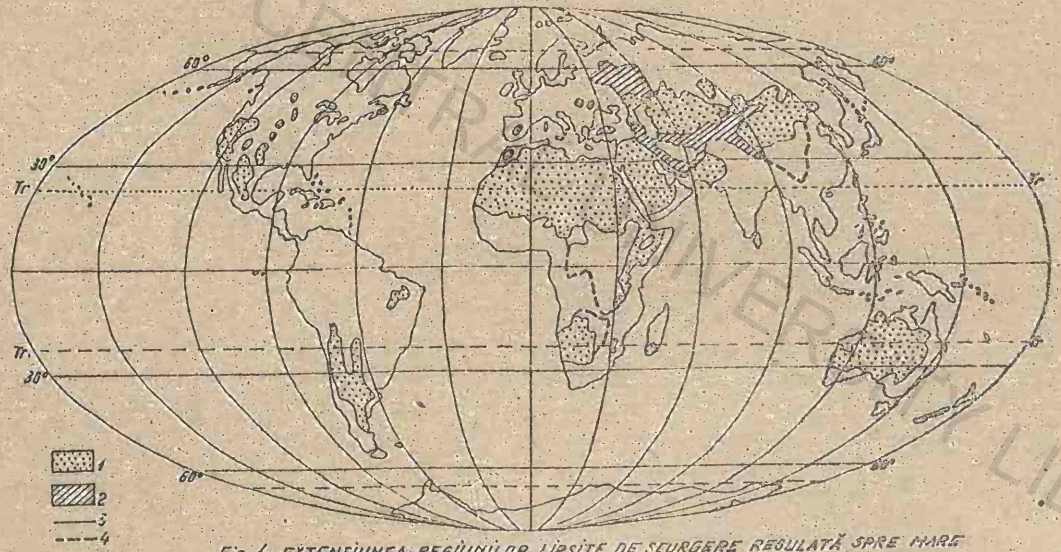


Fig. 4 EXTENSIUNEA REGIUNILOR LIPSITE DE SCURGERE REGULATĂ SPRE MARE

1. drenaj interior fără scurgere regulată; 2. drenaj interior cu scurgere regulată; 3. limitele actuale ale regiunii lipsite de scurgere; 4. limita actuală a drenajului oceanic determinat de eroziunea regresivă (după Emm. de Martonne)

C A P I T O L U L III

PRINCIPALELE PROPRIETATI FIZICE SI CHIMICE ALE APEI

1. Structura apei

Apa, element vital, cu o largă răspîndire în natură, a constituit întotdeauna un obiectiv de seamă în preocupările oamenilor de ştiinţă. Prin calităţile sale excepţionale şi de mare complexitate, apa ocupă un loc deosebit între celelalte lichide servind ca etalon în fizică.

In natură nu există apă pură datorită potenţialului mare de dizolvare a numeroase substanţe cu care vine în contact în drumul parcurs prin scoarţa terestră sau deasupra ei. Dar, înainte de a analiza elementele care constituie apa din natură este necesar să reamintim cîteva date despre apa pură din punct de vedere chimic.

Compoziţia reală a apei a început să se clarifice la sfîrşitul secolului al XVIII-lea cînd Henry Cavendish (fizician englez) şi apoi Lavoisier provoacă combinarea hidrogenului cu oxigenul; se stabileşte astfel că 16 g de oxigen se combină cu 2,016 g de hidrogen pentru a da o moleculă de apă a cărei greutate este 18 g. Ca atare, 88,89% din greutatea moleculară a apei o deţine oxigenul şi numai 11,11% revine hidrogenului.

Cîţiva ani mai tîrziu (1805), Humboldt şi Gay Lussac au arătat că apa este formată din două volume de hidrogen şi un volum de oxigen, ajungîndu-se astfel la formula clasică H_2O.

Cercetări ulterioare au stabilit că în afară de oxigenul cu greutate atomică 16, există şi izotopi cu greutate atomică

17 şi 18. De asemenea, în 1931, a fost descoperit un izotop al hidrogenului care are greutate atomică 2 şi a primit numele de deuteriu (D), iar mai recent, un al treilea izotop, hidrogen 3 sau tritiul (T).

S-a ajuns astfel la concluzia că, în natură, există şi molecule de apă formate din atomi de oxigen şi hidrogen mai grei decît cei obişnuiţi.

In adevăr, s-a putut separa, prin electroliză, apa grea a cărei greutate moleculară este 20 şi corespunde la formula D_2O sau $H_2^1O_{18}$, iar mai tîrziu apa hiper-grea (T_2O) care este un oxid de tritiu uşor radioactiv.

Apa "pură" este un amestec de apă uşoară H_2O şi foarte mici cantităţi de apă grea şi hiper-grea ceea ce explică anomaliile constantelor fizice.

Poziţia atomilor care formează moleculele de apă nu este liniară H-O-H aşa cum am fi înclinaţi să credem, ci sub forma unui triunghi isoscel în vîrful căruia se află atomul de oxigen iar în unghiurile de la bază cîte un atom de hidrogen. Distanţa dintre atomii de hidrogen şi cel de oxigen este de 0,99 angströmi (un angström este egal cu 10^{-8}cm), iar unghiul format de legăturile lor cu centrul moleculei este de 105^0 (fig.5).

Aşezarea asimetrică a atomilor în molecula de apă are drept consecinţă o repartiţie inegală a sarcinilor electrice de unde caracterul dipolic al acesteia, fapt deosebit de important pentru însuşirile apei.

Datorită dipolarităţii, molecula de apă, avînd un surplus de încărcătură electrică pozitivă la atomii de hidrogen şi negativă la atomul de oxigen, se poate asocia cu diferite grupări ionice sau chiar cu alte molecule de apă; acest fapt

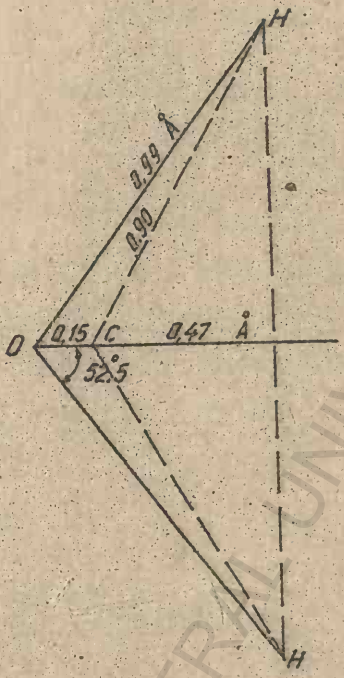


Fig.5. Schema structurii moleculare a apei.

asigură coeziunea de ansamblu a moleculelor de apă lichidă.

Molecula de apă simplă, nesociată (H_2O), caracteristică apei în stare de vapori, poartă numele de hidrol.

Asocierea a două molecule de apă formează un dihidrol $(H_2O)_2$, iar a trei molecule un trihidrol $(H_2O)_3$.

Nu de mult, s-au găsit polimeri constituiţi din 4-5 şi chiar 6 molecule de apă.

Asocierea moleculelor de apă se efectuează prin intermediul atomilor de hidrogen care, fiind electropozitivi, sînt atraşi prin forţa electrostatică de atomii de oxigen, electronegativi,

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

din moleculele vecine; ce formează astfel un tip special de legătură "legături de hidrogen", reprezentate prin linii punctate şi având o lungime de 1,77 angstrumi (fig.6).

Fig.6. Schema structurii unui dihidrol $(H_2O)_2$.

Raportul dintre moleculele de apă simple (monohidroli) şi cele unite în agregate)dihidroli, trihidroli, sau polihidroli) este în funcţie de temperatură. Hidrolii se pot asocia în formă liniară sau de agregat organizat (fig.7.).

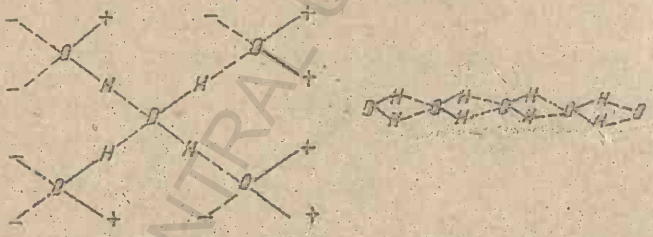


Fig.7. Asocierea moleculelor de apă.

Cercetările efectuate cu ajutorul razelor X au dus la concluzia că legăturile de hidrogen sînt stabile la temperaturi foarte scăzute (pînă la - 200°C); ele se desfac pe măsură ce creşte temperatura şi în consecinţă scade numărul agregatelor de apă (trihidroli şi dihidroli) în favoarea moleculelor neasociate (monohidroli). S-a constatat, de pildă, că gheaţa este

constituită mai ales din agregate moleculare mari (trihidroli) în timp ce apa lichidă în apropiere de 0°C, la presiune normală, conține în jur de 5o% molecule de trihidroli dispersate în dihidroli. La 4°C rămân doar 3o% trihidroli iar la 15°C numai 5%. La această ultimă temperatură, monohidrolii constituie deja aproape 5% din apa lichidă în timp ce în preajma punctului de fierbere (1oo°C) ei dețin majoritatea alături de un număr redus de dihidroli. La trecerea apei în vapori, se desfac aproape toate legăturile de hidrogen, ceea ce necesită o anumită energie, furnizată sub forma căldurii. (Tabel 2).

Tabel 2. Asociațiile moleculare și starea de agregare a moleculelor de apă.(după E.Pora,1974).

Temperatura (în °C)	Natura agregatelor moleculare	Conținutul (în %)	Densitate medie	Stare de agregare
0	$(H_2O)_3$	1oo	o,9o8	solid
0 + e	$(H_2O)_3$	5o	-	solid
	$(H_2O)_2$	5o	-	lichid
4	$(H_2O)_3$	3o		
	$(H_2O)_2$	7o	1,ooo	lichid
15	$(H_2O)_3$	5		
	$(H_2O)_2$	9o	-	lichid
	(H_2O)	5		
1oo	$(H_2O)_2$	5		lichid
	(H_2O)	95	o,96o	
				g a z
1oo + e	H_2O	1oo		g a z

Acest fapt explică valoarea ridicată a căldurii de vaporizare (539,9 cal/g) și a căldurii specifice a apei față de a altor substanțe, de unde și rolul de moderator termic pe care-l joacă apa la suprafața globului terestru.

Structura complexă a moleculelor de apă, respectiv asocierea lor în agregate şi ruperea legăturilor de hidrogen este cauza şi a altor anomalii în ceea ce priveşte proprietăţile fizice ale apei, ca de exemplu densitatea maximă la $+4^{0}C$, densitatea redusă a gheţii, variaţia mare a vîscozităţii în funcţie de temperatură, valoarea ridicată a constantei electrice etc.

2. Proprietăţile fizice ale apei

Am amintit că apa nu urmează legile normale ale fizicii, ci prezintă o serie de particularităţi care sînt consecinţa legăturilor de hidrogen şi a schimbărilor cantitative dintre moleculele simple (monohidrolii) şi cele unite în agregate (dihidroli, trihidroli) în raport de variaţia temperaturii.

Să analizăm pe scurt principalele particularităţi ale apei.

In stare lichidă, la temperatura şi presiunea ordinară, apa pură este incoloră - în straturi subţiri - fără gust şi fără miros.

Temperatura de fierbere a apei, la presiunea de 76 cm.Hg, este $100^{0}C$, mai ridicată deci decît a celorlalte substanţe cu masa moleculară apropiată ca mărime, iar temperatura de solidificare (îngheţare) şi de topire este $0^{0}C$. Apa grea (D_2O) fierbe la $101,4^{0}$ C., şi îngheaţă la $3,8^{0}C$, iar apa hipergrea (T_2O) la $104^{0}C$ şi respectiv la $8^{0}C$.

Aceste constante fizice ale apei pure, variază în funcţie de presiune, în sensul că temperatura de fierbere a apei coboară odată cu scăderea presiunii, iar temperatura de îngheţ scade pe măsură ce creşte presiunea (cca $1^{0}C$ pentru 130 atmosfere).

Tabel 3. Variaţia presiunii vaporilor de apă cu temperatura.

Temperatura ^{o}C.	Presiunea vaporilor mm.Hg.
0	4,599
1o	9,2o9
2o	17,535
3o	31,824
4o	55,324
5o	92,59o
6o	149,38o
8o	355,1oo
1oo	76o,ooo

Presiunea vaporilor de apă creşte aproape exponenţial cu temperatura, cum se poate constata din tabelul 3 şi fig.8.

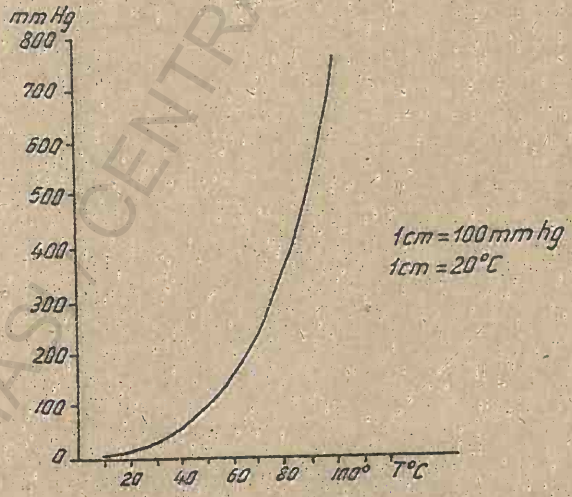


Fig.8.Variaţia presiunii vaporilor de apă cu temperatura.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Presiunea vaporilor ghetei are valori mai mici; astfel, la + 0°C este 4,579 mm Hg, la - 1°C măsoară 4,216 mm Hg, la -15°C, coboară la 1,946, iar la -30°C este doar 0,280 mm.Hg.

La apele din natură, datorită sărurilor dizolvate, presiunea vaporilor scade pe măsură ce creşte mineralizarea; în acelaşi timp creşte punctul de fierbere şi scade temperatura de îngheţ în comparaţie cu apa pură.

Apa are posibilitatea să treacă dintr-o stare de agregare în alta (lichid-solid-vapori şi invers) ca urmare a variaţiilor de temperatură şi presiune.

Trecerea apei prin cele trei stări fizice este redată în graficul de mai jos (fig.9), în care pe ordonată sînt înscrise variaţiile presiunii, iar pe abcisă temperaturile. Curba AB arată variaţia presiunii vaporilor gheţii (sublimare) în funcţie de temperatură, BC presiunea exercitată de vaporii apei lichide la diverse temperaturi, iar BD reprezintă schimbarea temperaturii de topire a gheţii în raport cu presiunea.

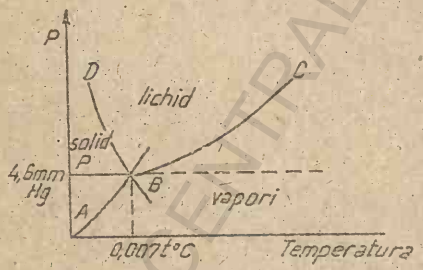


Fig.9.

Cele trei curbe separă stările fizice ale apei (solid-lichid-vapori) împărţind diagrama în trei suprafeţe corespunzătoare.

Din acest grafic rezultă că numai la temperatura de 0,0075°C şi presiunea de 4,6 mm Hg, întîlnite în punctul B(numit punct ternar al apei) pot coexista în echilibru stabil gheaţa,apa lichidă şi vaporii.

Trecerea apei de la o formă de agregare la alta implică

o anumită cantitate de căldură care este cedată sau absorbită şi care poartă numele de căldură latentă de transformare. Astfel, căldura latentă de vaporizare, echivalentă cu energia calorică care se consumă pentru a transforma un gram de apă cu temperatura de 100°C în vapori de apă la aceeaşi temperatură şi la presiunea de 760 mm Hg, este de 539,9 calorii. Din contra, la transformarea vaporilor în apă lichidă se degajă aceeaşi cantitate de căldură.

Căldura latentă de vaporizare depinde de temperatura la care se produce evaporaţia; ea scade pe măsură ce temperatura creşte, aşa încît la 374°C (temperatura critică a apei) este egală cu 0 calorii.

Căldura latentă de topire a gheţii, echivalentă cu energia care se cheltuieşte pentru a învinge atracţia reciprocă a moleculelor la transformarea unui gram de gheaţă cu temperatura de 0°C în apă lichidă, cu aceeaşi temperatură, este de 79,9 calorii. O aceeaşi cantitate de căldură se degajă la îngheţarea apei.

Este important de remarcat că atît căldura latentă de vaporizare a apei cît şi căldura latentă de topire a gheţii sînt mult mai mari decît la alte substanţe; acest fapt se explică prin particularităţile structurii moleculare a apei care impune consum de energie nu numai pentru învingerea forţelor de atracţie reciprocă a moleculelor, ci şi pentru distrugerea agregatelor de molecule duble sau triple.

Densitatea apei variază cu temperatura, dar într-un mod aparent anormal faţă de alte substanţe, la care densitatea sporeşte pe măsura răcirii. Astfel, la 0°C, apa lichidă fiind constituită încă dintr-o majoritate de molecule asociate are

densitatea egală cu o,99987 g/cm^3. Prin creşterea temperaturii, o parte din legăturile de hidrogen se rup determinînd o diminuare a volumului ocupat de agregatele moleculare şi o scădere a spaţiilor intermoleculare, ceea ce are drept consecinţă o creştere a densităţii.

In acelaşi timp însă, creşterea temperaturii provoacă o dilatare care se opune fenomenului precedent. Cînd dilatarea termică depăşeşte creşterea densităţii determinată de disocierea moleculară, densitatea apei scade pe măsură ce creşte temperatura. Aceste două fenomene se echilibrează la aproximativ 4°C cînd apa atinge densitatea maximă. Aşadar, densitatea apei creşte de la 0° la 4°C şi apoi descreşte la temperaturi mai mari de 4°C(fig.1o).

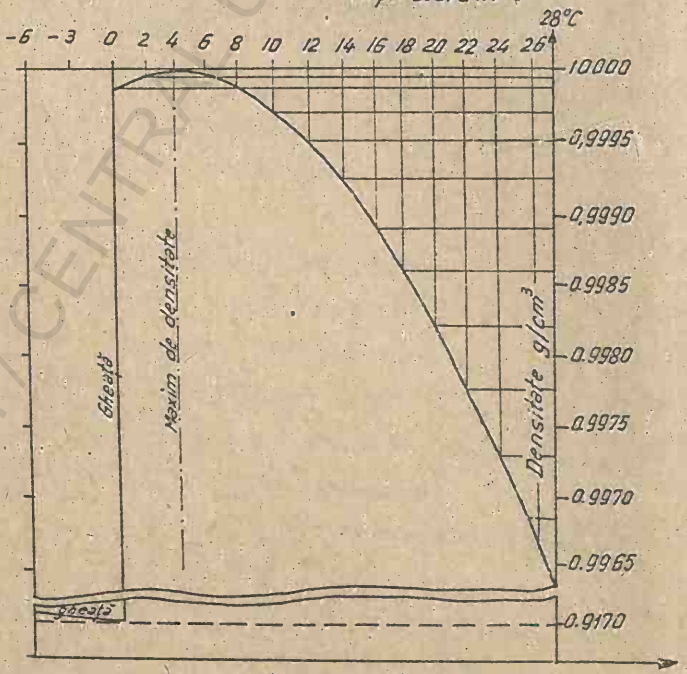


Fig.1o. Variaţia densităţii apei pure cu temperatura(după B.Dussart,1966).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

In momentul cînd apa trece în stare solidă, la 0°C, densitatea scade brusc la 0,9174 g/cm^3 explicîndu-se astfel plutirea gheţii. Ca urmare, se produce o creştere a volumului gheţii, ceea ce cauzează iarna spargerea conductelor şi a vaselor cu apă. Acest fapt constituie şi una din cauzele de dezagregare a rocilor; forţa de apăsare în fisurile fine ale granitului, de exemplu, poate ajunge la 2500 atmosfere.

Temperatura densităţii maxime variază ea însăşi cu presiunea; dacă la presiunea normală (o atmosferă) este de 4°C, la 100 atmosfere coboară la 2,9°C, iar la 600 atmosfere are valoarea de 0°C.

S-a constatat, de asemenea, că densitatea apei variază şi în funcţie de conţinutul substanţelor dizolvate sau în suspensie. Variaţia salinităţii cu 1 g/l face ca densitatea apei să se modifice cu 0,0008 g/cm^3. Cu atît mai mult se înţelege că substanţele în suspensie, care au în general o densitate mai mare decît a apei pure, pot influenţa densitatea apelor din natură.

De aceea, apele din natură, datorită substanţelor dizolvate şi suspensiilor ce le conţin, au însuşiri deosebite faţă de apa distilată. De pildă, apa rîului Volga, în timpul iernii, datorită mineralizării ridicate ca urmare a alimentării din surse subterane, îngheaţă la -0,03°C; iar densitatea maximă o are la 3,88°C. (A.I.Cebotarev,1957).

Regimul densităţii apei în funcţie de temperatură este deosebit de important pentru natură. Datorită lui, lacurile şi rîurile, suficient de adînci, nu îngheaţă pe toată grosimea stratului de apă nici chiar în iernile geroase; gheaţa care este mult mai uşoară decît apa rămîne la suprafaţa bazinului iar, în zonele profunde, se menţine apa în stare lichidă răcită pînă la

$4^{o}C$ (temperatura densităţii maxime), fiind astfel condiţii favorabile pentru dezvoltarea vieţuitoarelor şi iarna.

Căldura specifică a apei este mai mare decît a altor substanţe cu excepţia hidrogenului şi a litiului; cu alte cuvinte, pentru încălzirea apei la anumită temperatură, se consumă mai multă energie calorică decît pentru încălzirea, cu acelaşi număr de grade, a oricărei substanţe, de greutate egală. De aci provine faptul că vara temperatura apei mărilor şi oceanelor este mai coborîtă decît a uscatului, de unde consecinţele de ordin climatic.

Căldura specifică a apei variază anormal cu temperatura (tabel 4 şi figura 11) scăzînd de la 0^{o} la $35^{o}C$, cînd înregistrează valoarea minimă, după care creşte din nou (la cea mai mare parte a lichidelor ea creşte în mod regulat cu temperatura ori care ar fi aceasta).

La $15^{o}C$, căldura specifică a apei este egală cu 1 caloria/g servind ca unitate de măsură pentru energia calorică.

Tabel nr.4

Temperatura ^{o}C	Căldura specifică cal/g	Temperatura ^{o}C	Căldura specifică cal/g
0	1,00874	35	0,99743
10	1,00184	40	0,99761
15	1,00000	50	0,99829
20	0,99859	60	0,99934
30	0,99745	70	1,00077

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

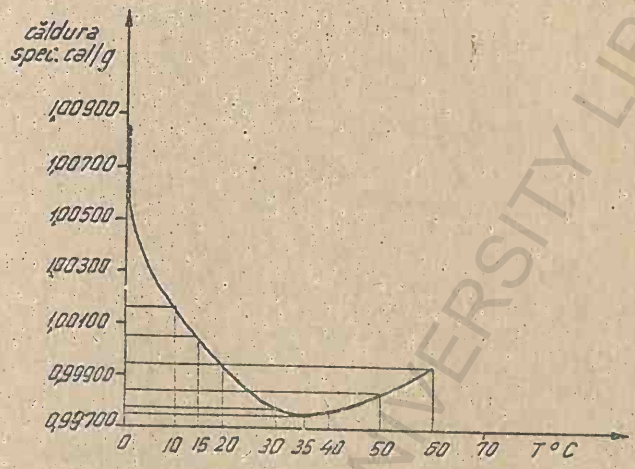


Fig.11. Variaţia căldurii specifice a apei cu temperatura.

Conductibilitatea calorică a apei este foarte redusă în comparaţie cu a altor lichide. La 20°C ea are valoarea de 0,00143 cal/cm/s. Zăpada afînată, cu o densitate de 0,10 g/cm^3 lasă să treacă doar 0,0000? cal/cm/s, adică aproximativ cît permite un strat de lînă de aceeaşi grosime. Aşa se explică faptul că solurile acoperite bine cu zăpadă nu îngheaţă şi culturile de toamnă nu suferă rigorile iernii.

Conductibilitatea calorică redusă a apei explică creşterea înceată a grosimii gheţei de la suprafaţa lacurilor şi a rîurilor, mai ales cînd aceasta este acoperită de un strat de zăpadă.

Tensiunea superficială care caracterizează forţa de atracţie reciprocă a moleculelor, are valori foarte mari la apă; ea este mai mare decît la alte lichide (excepţie mercurul) şi

aceasta datorită particularităţilor structurale ale apei. Valoarea tensiunei superficiale a apei scade odată cu creşterea temperaturii. Astfel, la 0°C, tensiunea superficială a apei este 75,49 dine/cm, iar la 100°C este de 57,15 dine/cm. Ea determină capacitatea apei de a se ridica prin porii canalelor capilare, fenomen de mare importanţă pentru umiditatea solurilor.

Vîscozitatea apei este relativ mare şi variază foarte mult cu temperatura. Vîscozitatea lichidelor este rezistenţa opusă de lichid deplasării unuia din straturile lui în raport cu altul. Forţa care ia naştere între cele două straturi (frecare internă) este proporţională cu suprafaţa de contact şi cu viteza de deplasare a stratului mobil şi invers proporţională cu distanţa dintre straturi.

Unitatea de măsură a vîscozităţii exprimată printr-un coeficient (coeficientul Poiseuille) este poiseul (P) - care reprezintă forţa de frecare cînd distanţa dintre straturi este 1 cm., suprafaţa de contact 1 cm^2, iar viteza de deplasare 1 cm/s. In practică, se foloseşte un submultiplu, centipoiseul (cP). La 0°C vîscozitatea apei este de 1,787 cP, la 25°C scade la jumătate (0,895), iar la 50°C se reduce la 0,550 (fig.12).

Presiunea are acelaşi rol ca şi temperatura, cel puţin la temperaturi mici; astfel, la 0°C creşterea presiunii face mai întîi să scadă vîscozitatea apei (pînă la 1000 atmosfere), după care aceasta creşte în mod normal. La 50°C vîscozitatea este, la orice presiune, o funcţie directă de aceasta (fig.13).

Vîscozitatea apei din natură variază de asemenea şi în funcţie de conţinutul sărurilor dizolvate.

Astfel, dacă apa pură la 20°C are o vîscozitate de 1,006 cP, o apă clorinată 20 o/oo măsoară 1,085 cP.

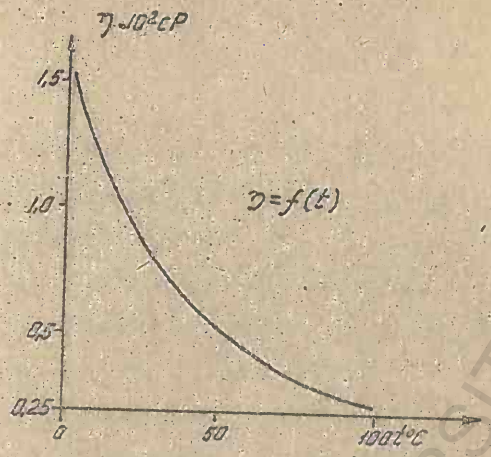


Fig.12. Vîscozitatea apei η în funcţie de tamperatura (t).

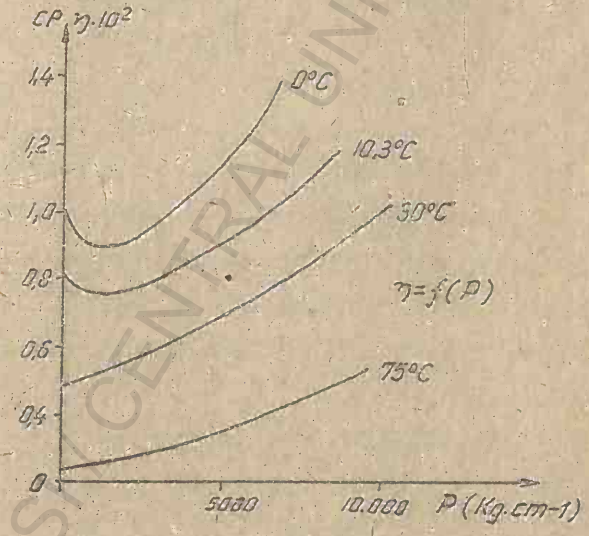


Fig.13. Variaţia vîscozităţii apei η în funcţie de presiunea p (după Darmois,1943).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Variaţia viscozităţii apei în funcţie de temperatură, presiune şi mineralizare influenţează dinamica apelor din natură.

În natură apa are caracteristici diferite faţă de apa pură; pe lîngă caracteristicile amintite se mai fac determinări şi de temperatură, transparenţă, culoare, aspect, miros, radioactivitate etc.

Temperatura apei, ca şi a aerului, este în funcţie de climă; la apele de suprafaţă, temperatura variază, în medie, între 0 şi 25°-26°C; la cele subterane valoarea temperaturii este în funcţie de natura lor şi adîncimea la care se găsesc putînd atinge şi chiar depăşi 100°C (apa gheizerilor).

Cunoaşterea temperaturii apelor naturale interesează pentru diversele folosinţe (alimentare cu apă potabilă sau industrială, irigaţii etc.). De pildă, în cazul utilizării apei la generatoarele de abur, temperatura poate fi cît mai ridicată; pentru răcirea motoarelor apa trebuie să fie cît mai rece.

Apa potabilă trebuie să aibă o temperatură mai mică decît a aerului vara şi mai mare decît a acestuia iarna. Valorile optime pentru temperatura apei potabile sînt 8° - 12°C, cu limite de admisibilitate 7°-15°. Apele potabile provenite din surse superficiale (lacuri, rîuri) sînt admise la temperatura lor naturală.

Transparenţa apei este în funcţie de substanţele solide pe care le poartă în suspensie sau de conţinutul sărurilor (hidroxizii de fier, de mangan dau apei un fel de opalescenţă).

Transparenţa apelor de suprafaţă se măsoară cu ajutorul fotometrelor exprimîndu-se prin coeficientul de transparenţă care arată raportul în procente dintre cantitatea de energie luminoasă căzută pe suprafaţa apei şi cantitatea de energie lumi-

nească absorbită de apă la adîncimea de un metru. Cu ajutorul unui disc alb cu diametrul de 30 cm. (discul Secki) cufundat în apă la adîncimea la care se poate vedea se determină transparenţa relativă a apei, exprimată în cm.

O apă este tulbure cînd un fir strălucitor de platină cu diametrul de 1 mm. nu mai poate fi observat la 1,2 m.adîncime. In acest caz, apa respectivă conţine în suspensie peste 100 mg particule argiloase la litru de apă. Tulbureala se determină şi în comparaţie cu o soluţie etalon exprimîndu-se în grade de tulbureală.

Pentru apa potabilă se admit 5 grade, cu o limită de toleranţă pînă la 10 grade.

Culoarea apei se datoreşte substanţelor în soluţie şi suspensie, sau microorganismelor ce le conţine.

Apele tulburi apar şi colorate (galben-verde, cafeniu).

Culoarea se măsoară cu o soluţie etalon de clorură de platină şi cobalt în anumite proporţii sau după gradaţia Forel-Ule bazată pe un amestec de sulfat de cupru (albastru) şi cromat de potasiu (galben), iar pentru brun se adaugă sulfat de cobalt şi amoniac.

Mirosul poate proveni din diferite subetanţe organice în descompunere, din substanţe minerale, sau se poate datora organismelor vii (alge şi protozoare) ce populează apa. Unele ape au miros de H_2S pe care îl pierd însă în contact cu aerul.

Apa potabilă nu poate depăşi gradaţia 2, adică poate avea un miros foarte slab, perceptibil numai de un cunoscător experimentat şi aceasta numai în momentul prelevării ei şi

după 10 zile de păstrare într-un vas închis la temperatura de 26°C.

Gustul - se determină numai la apele potabile. El depinde de gazele pe care le conţine apa de cantitatea şi calitatea substanţelor dizolvate şi de temperatură. Apa poate fi sărată, cînd conţine o cantitate mare de clorură de sodiu, amară din cauza sulfaţilor de magneziu, acră atunci cînd a străbătut roci cu alaun, dulceagă dacă conţine multe substanţe organice sau fadă cînd lipsesc sărurile obişnuite sau anhidrida carbonică.

Temperatura ridicată face ca gustul apei să se simtă mai puternic. Pentru apele potabile gustul trebuie să fie agreabil.

Mirosul şi gustul sînt cunoscute şi sub numele de proprietăţi organoleptice ale apei.

Radioactivitatea apei se datoreşte contactului acesteia cu rocile radioactive pe care le străbate.

Apele subterane au un oarecare grad de radioactivitate, dar sînt socotite radioactive şi folosite în scopuri curative numai acele a căror radioactivitate depăşeşte 3,5 unităţi mache[+]. la litru.

3. Caracteristicile chimice ale apelor din natură.

Apa are o mare capacitate de dizolvare datorită polarităţii moleculare. De aceea, apele din natură se prezintă ca

---

+)Unitatea Maché (UM) reprezintă cantitatea de radon la un litru de apă care dă un curent de saturaţie pentru $0,01$ unităţi electrostatice. UM este aproximativ egală cu 10^{-3} unităţi electrostatice.

adevăraţi solvenţi, conţinînd gaze, săruri sub formă de ioni şi coloizi, la care se adaugă suspensiile minerale şi organice.

a) Gazele din apele naturale

Cantitatea de gaze din apă depinde de temperatura, presiunea şi conţinutul de săruri dizolvate. Cu cît temperatura este mai coborîtă şi presiunea mai mare cu atît apa absoarbe o cantitate mai mare de gaze.

Creşterea temperaturii, scăderea presiunii şi sporirea cantităţii de săruri scad solubilitatea gazelor, care se pot separa din soluţie.

Dintre gazele dizolvate în apă cele mai importante sînt: oxigenul (O_2), bioxidul de carbon (CO_2), azotul (N_2), metanul (CH_4), hidrogenul sulfurat (H_2S).

Oxigenul (O_2) se găseşte în cantitate mare în special în straturile superioare ale apelor de suprafaţă, dar este prezent şi în apele subterane pînă la o anumită adîncime (limita oxigenului). Un conţinut bogat de oxigen măreşte puterea de oxidare şi reducere a apei.

Bioxidul de carbon (CO_2) provenind din atmosferă, din descompunerea unor combinaţii chimice sau din surse juvenile de gaze, se găseşte în apă atît în stare liberă cît şi semicombinat (în bicarbonaţi) sau fixat (în carbonaţi).

Prezenţa bioxidului de carbon măreşte capacitatea de dizolvare a apei asupra rocilor greu solubile cum sînt calcarele, transformînd carbonatul de calciu în bicarbonat solubil în apă. S-a dovedit experimental că la temperatura de 20°C apa pură dizolvă carbonatul de calciu (CO_3Ca) în proporţie de 0,0125%;

în apa cu bioxid de carbon (O_2C) solubilitatea carbonatului creşte de 100 ori ediică de 0,125%.

Azotul (N_2) este prezent în straturile superficiale ale apelor de suprafaţă şi în unele ape subterane minerale.

Metanul (CH_4) se găseşte în cantităţi apreciabile în apele ce spală argilele bituminoase şi în acelea care însoţesc zăcămintele de petrol, sau vulcanii noroioşi.

Hidrogenul sulfurat (H_2S) se formează în procesele de descompunere a substanţelor organice sub acţiunea bacteriilor anaerobe, din descompunerea sulfurilor metalice sau în urma reacţiilor dintre argile, cărbuni, ţiţei şi apele ce conţin combinaţii ale sulfului. Hidrogenul sulfurat dă apei un miros neplăcut. El se elimină prin aerare.

b) Ionii din apele naturale.

Substanţele dizolvate în apă sub formă de ioni contribuie la mineralizarea acesteia; concentraţia lor este în funcţie de rocile şi solurile pe care le străbate apa.

Dintre ionii ce se găsesc mai frecvent în apele naturale, unii au sarcini electrice pozitive (cationii) cum sînt: Na^+, K^+, Ca^{++}, Mg^{++}, Mn^{++}, Fe^{++}, H^+, iar alţii sarcini negative (anionii) ca de pildă HCO_3^- (hidrocarbonat) şi CO_3^- (carbonat), SO_4^{--} (sulfat), Cl^-, NO_3^- (nitrat), NO_2^- (nitrit), NH_4^{--} (amoniu).

In stare coloidală se găsesc hidraţii de fier, $Fe(OH)_3$ şi de aluminiu, $Al(OH)_3$, bioxidul de siliciu, SiO_2 şi compuşii organici.

Determinarea conţinutului de ioni se face prin analiza

chimică a probelor de apă prelevate în perioadele caracteristice ale regimului lor.

Ionul de hidrogen (H^+) rezultă din disocierea apei în hidrogen şi oxidril (OH^-).

Concentraţia ionilor de hidrogen se exprimă prin logaritmul negativ al conţinutului lor, considerat ca un potenţial care se notează cu pH. De pildă, $H^+ = 1e^{-6} = -\lg.1e^{-6} = (-6) = 6$

pH= potenţial de hidrogen.

Potenţialul de hidrogen (pH) dă reacţia apei care poate fi acidă cînd valoarea lui este mai mică de 7, neutră cînd este egală cu 7 (există atunci un echilibru între H şi OH(oxidril) şi alcalină - bazică - cînd pH este mai mare de 7.

Pentru determinarea pH se folosesc metode colorimetrice sau electrometrice. In primul caz, culorile obţinute cu substanţele indicator (metilorange 3 - 4,8 pentru aciditate, roşu-galben; fenolftaleină 7,5 - 10, roşu-albastru şi altele), sau cu hîrtie indicator se compară cu cele din tabelele colorate care le însoţesc determinîndu-se pH-ul corespunzător.

Determinarea cantităţii de ioni liberi de H^+ este foarte importantă din punct de vedere practic, întrucît aceştia au acţiune distructivă asupra betoanelor, metalelor.

pH este deci un indicator important în studiul agresivităţii apei.

Agresivitatea este proprietatea pe care o au unele ape de a coroda metalele cu care vin în contact. Gradul de agresivitate depinde de conţinutul în gaze dizolvate, de cantitatea de acizi, de temperatura apei şi de viteza de circulaţie.

BCU "STEFAN CEL MARE" SUCEAVA LIBRARY

S.G.Vedenski (1946) arată că pentru cazanele de aburi ce sînt alimentate cu apă care nu a fost încălzită anterior, agresivitatea acesteia este direct proporţională cu cantitatea de săruri conţinută. El clasifică apele din punct de vedere al agresivităţii în felul următor:

- ape neagresive care au sub 200 mg/l săruri
- ape puţin agresive cu 200-500 mg/l săruri
- ape agresive care au 500-1200 mg/l săruri
- ape foarte agresive a căror conţinut de săruri depăşeşte 1200 mg/l.

O altă caracteristică importantă a apei este duritatea; ea rezultă din conţinutul sărurilor de calciu şi de magneziu dizolvate în apă. Ea poate fi condiţionată şi de ionii fierului, aluminiului, borului, stronţiului etc. însă, cantitatea lor fiind mică în apă, nu sînt luaţi în consideraţie.

Duritatea se măsoară în grade hidrotimetrice. La noi este standardizat gradul german de duritate care reprezintă un conţinut de 10 mg. CaO/l apă sau 7,142 mg MgO/l apă şi se notează cu simbolul ^{o}dH.

Pentru exprimarea durităţii se poate folosi de asemenea gradul francez (F) care reprezintă 10 mg CO_3Ca/l sau gradul englez echivalent cu 10 mg CO_3Ca/0,7 l apă.

După natura sărurilor pe care le conţine apa, duritatea poate fi temporară, permanentă şi totală.

Duritatea temporară (dt) reprezintă conţinutul carbonaţilor acizi (a bicarbonaţilor) de calciu şi de magneziu din apă. Prin fierberea apei, aceştia se descompun transformîndu-se în

carbonaţi insolubili care se depun sub forma unui precipitat alb.

Duritatea permanentă (dp) sau constantă este rezultatul celorlalte săruri de calciu şi magneziu conţinute de apă (sulfaţi, cloruri, silicaţi etc) care rămîn şi după fierbere.

Suma celor două durităţi (dt+dp) constituie duritatea totală (d).

După duritate, apele se pot clasifica în:

- ape foarte moi .....0°-4° dH
- ape moi .....4°-8° dH
- ape semidure .....8°-12° dH
- ape destul de dure .....12°-18° dH
- ape dure .....18°-30° dH
- ape foarte dure .....peste 30° dH

Apele dure nu sînt bune pentru generatorii de vapori, deoarece sărurile de calciu şi de magnezin se depun pe pereţii cazanelor provocînd deteriorarea acestora; de aceea, se impune dedurizarea prealabilă a apei cu diferite substanţe chimice.

Apa dură impune un consum mai mare de săpun la spălat, carnea şi legumele fierb greu în astfel de apă. Din aceste considerente, apele dure nu sînt bune pentru industria conservelor, a spirtului, a pielăriei, textilelor etc.

Pentru apele potabile, duritatea admisă este între 5° şi 20° dH, însă cele mai bune sînt între 10° şi 15° dH.

Caracteristicile chimice ale apei sînt foarte importante din punct de vedere practic pentru alimentarea cu apă (potabilă şi industrială), pentru industrie, agricultură etc.

BCUMF "CAROL I" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

C A P I T O L U L IV

CIRCULATIA APEI IN NATURA

Apa, fiind un lichid foarte mobil şi avînd proprietatea de a trece uşor dintr-o stare de agregare în alta, se găseşte în permanentă deplasare. Această mişcare continuă în diferitele sale stări fizice, ca urmare a schimbului de energie cu mediul înconjurător, constituie circulatia apei în natură.

1. Caracteristicile circulaţiei apei în natură.

Sub influenţa forţelor cosmice în general - energia solară şi gravitatea în special - apa circulă între Oceanul Planetar, atmosferă, suprafaţa uscatului şi subsolul acestuia. In adevăr, de pe suprafaţa Oceanului Planetar şi a altor unităţi hidrografice, ca şi de pe sol, se ridică permanent vapori de apă care sînt antrenaţi de curenţii de aer şi transportaţi uneori la distanţe foarte mari.

Cînd condiţiile sînt favorabile, se formează picăturile de apă, fulgii de zăpadă, sau grindina care cad din nou pe suprafaţa Terrei sub formă de precipitaţii. Ajunse pe sol, o mare parte din acestea se scurge pe suprafaţa sa formînd reţeaua hidrografică, iar o altă parte, mai redusă, se infiltrează în sol şi subsol constituind apele subterane, care la rîndul lor, prin izvoare şi reţeaua de rîuri se scurg din nou spre mări şi oceane.

Rezultă aşa dar, că circulaţia apei în natură nu reprezintă doar o deplasare mecanică ci o complexitate de procese

fizice (evaporare, condensare, precipitare, scurgere, infiltrare etc.) datorită cărora apa suferă transformări calitative de mare importanţă pentru natură şi societate.

Circulînd în natură, apa formează un sistem de circuite mici sau locale şi un circuit mare sau general.

a) Circuitele mici sau locale sînt rezultatul a trei procese succesive (evaporare - condensare - precipitare) şi pot avea loc fie pe ocean, fie pe continent. De pildă, apa care se evaporă de pe suprafaţa Oceanelor şi cade sub formă de precipitaţii tot în Ocean formează un circuit mic oceanic; în cazul circuitului mic continental apa se evaporă de pe continent şi precipită înapoi pe suprafaţa acestuia. Aici, situaţia apare mai complicată din cauza neregularităţii suprafeţelor terestre, a neomogenităţii rocilor şi a învelişului vegetal, factori care influenţează evaporaţia, infiltraţia şi scurgerea apei.

Cantitatea de apă care participă la circuitele locale, ca şi la cel general, a fost apreciată diferit, cifrele variind destul de mult de la autor la autor şi de la o etapă la alta, aşa cum se constată din tabelul nr.5.

Tabel nr.5

Evaluări ale elementelor circuitului apei în natură.

	Suprafaţa Oceanelor (361 mil kmp. = 71%)			Suprafaţa continentelor (149 mil kmp = 29%)	
	Albrecht (1960)	Wüst (1954)	Budîko (1955)	Wüst (1922)	Lvovici (1952)
Precipitaţii kmc.	377.7oo	324.ooo	-	111.75o	99.3oo
Evaporaţie kmc.	612.ooo	351.ooo	4o7.93o	74.5oo	63.ooo
Scurgere kmc.	33.5oo		38.1oo	37.25o	36.3oo

Situaţia aceasta este rezultatul dificultăţilor de determinare şi calculare a evaporaţiei de pe suprafaţa mărilor şi a precipitaţiilor care cad înapoi în Oceanul Planetar, la care se mai adaugă şi repartiţia necorespunzătoare a posturilor de observaţii hidrometeorologice pe uscat.

După A.Baumgartner şi Reichel (1975) citat de J. Bethemont (1977) s-a apreciat că anual se evaporă de pe suprafaţa oceanelor 424.7oo km^3 de apă din care 385.ooo km^3 se întorc înapoi în ocean sub formă de precipitaţii, iar restul de 39.7oo km^3 este transportat deasupra continentelor prin intermediul curenţilor de aer.

De pe suprafaţa continentelor se evaporă în fiecare an 71.4oo km^3 de apă. Precipitaţiile căzute, sînt însă mai mari - 111.1oo km^3 deoarece 39.7oo km^3 de apă sînt aduşi sub formă de vapori de pe Oceanul Planetar.

b) Circuitul mare al apei înglobează circuitele locale producîndu-se între ocean-atmosferă-continent şi din nou ocean (fig.14). Aşa cum am văzut mai înainte, o parte din apa evaporată de pe Oceanul Planetar (39.7oo km^3) este deplasată sub formă de vapori deasupra continentelor; aici, împreună cu vaporii proveniţi din evapotranspiraţie (71.4oo km^3), se condensează şi revine înapoi pe uscat sub formă de precipitaţii (111.1oo km^3).

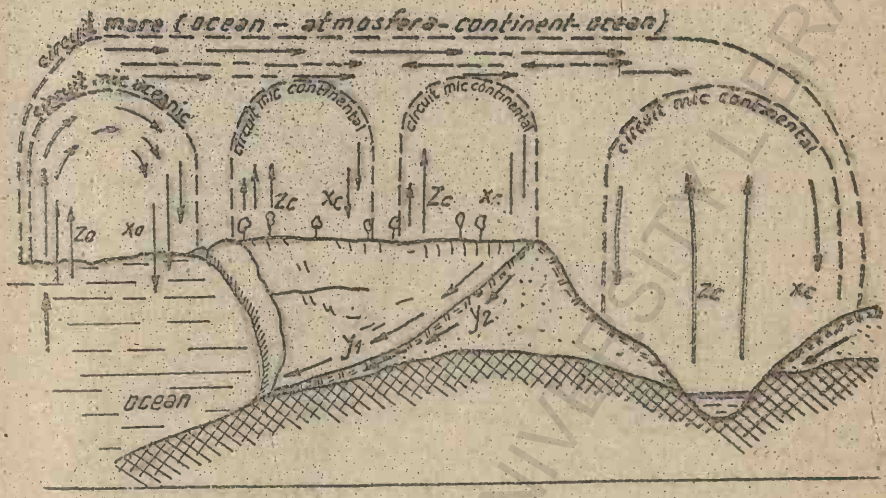


Fig.14. Schema circuitului apei pe globul terestru.

z_o = apa de evaporaţie de pe suprafaţa oceanelor (media anuală 424.7oo kmc).

x_o = precipitaţii căzute pe suprafaţa oceanelor (media anuală 385.ooo kmc).

z_c = apa evaporată de pe suprafaţa uscatului (media anuală 71.ooo kmc).

x_c = precipitaţii pe suprafaţa uscatului (media anuală 111.ooo kmc).

y = scurgerea apei de suprafaţă (y_1) şi subterană (y_2), în medie anuală 39.7oo kmc.

z_{o-c} = schimbul de umiditate dintre ocean şi uscat prin atmosferă (39.7oo kmc/an).

Ajunsă la sol, o parte din apă se evaporă din nou, o altă parte se scurge pe suprafaţa scoarţei terestre, alimentează gheţarii sau este folosită de biosferă, iar alta se infiltrează în sol alimentînd apele subterane.

Prin intermediul scurgerii superficiale şi a celei subterane cei 39.7oo km^3 de apă deplasaţi din ocean spre continent se întorc înapoi în Oceanul Planetar. (fig.14).

Rezultă de aici că aportul scurgerii continentelor ar fi putut constitui volumul de apă al Oceanului Planetar (apreciat la 1,348.000.000 km^3) în circa 34.000 de ani.

Din cele arătate, se vede că pe întreg globul pămîntesc se evaporă şi cad sub formă de precipitaţii 496.100 km^3 de apă/an.

In procesul de evaporare a acestei imense cantităţi de apă se consumă 3×10^{20} Kcal ceea ce reprezintă cca 22% din căldura solară ajunsă pe pămînt.

In legătură cu circulaţia apei pe globul terestru, trebuie să menţionăm că Oceanul Planetar nu are peste tot aceeaşi importanţă în aprovizionarea maselor de aer cu vapori de apă.

Zonele în care evaporaţia marină este mai intensă, depăşind precipitaţiile ce cad, sînt (după Albrecht, 1947) următoarele: zona Atlanticului de nord, între Insulele Azore şi Antile, cu centrul la lat.20°N, 35° long.V.; zona Atlanticului de sud cu centrul aproape de 18° lat.S. şi 30° Long.V.; Oceanul Indian de la sud de Madagascar pînă la sud-vestul Australiei aproape de 30° lat.S. şi 35°-100° long.E.; zona Pacificului de nord, cu centrul aproape de 25° lat.N. - 180° long.V. şi zona Pacificului de sud avînd centrul la 20° lat.S. şi 120° long.V.

Zonele de intensă evaporare ale Atlanticului sînt cele mai importante nu numai prin cantitatea mai mare de umiditate cu care aprovizionează atmosfera, dar şi prin suprafeţele întinse continentale cărora le asigură apa (Europa, o bună parte din Asia, America de N şi S, la est de Stîncoşi şi Anzi şi ţărmurile de N şi E ale golfului Guineea din Africa); la aceasta contribuie şi orientarea munţilor înalţi care favorizează pătrunde-

rea maselor de aer umed atlantic în interiorul continentelor.

Centrul de evaporaţie al Atlanticului de Nord are un excedent de 1000 mm de apă (faţă de ploile primite), iar cel de sud 1500 mm.

In Pacific, surplusul de evaporaţie faţă de ploile căzute este de cca 1 m. Masele de aer de aici asigură precipitaţiile pe povîrnişurile muntoase orientate spre ocean şi pentru cîmpiile litorale, înguste din jurul bazinului.

Aceeaşi situaţie se constată şi în Oceanul Indian, unde masele de aer umed sînt oprite în bună parte de munţii înalţi ce se găsesc în sudul Asiei, dînd precipitaţii pe versantul sudic al Himalaiei, în munţii periferici ai Indiei de sud, în vestul Indochinei, şi în Africa de est.

S-a calculat (Albrecht) că Atlanticul de nord aprovizionează cu precipitaţii 74,7 mil.km^2 din suprafaţa continentelor, iar Atlanticul de sud cca 9,6 mil.km^2; la aceste suprafeţe se mai adaugă bazinul Amazonului (7 mil.km^2) care primeşte umiditate atît din partea de nord cît şi din cea de sud a Oceanului Atlantic.

Pacificul de nord aprovizionează cu apă 13,1 mil.km^2, Pacificul de sud 2,8 mil.km^2, iar Oceanul Indian 19,6 mil.km^2.

Se înţelege că suprafeţele continentale eurasiatice aprovizionate cu vapori de apă din Atlanticul de Nord au din ce în ce mai puţină umiditate cu cît sînt mai îndepărtate de sursă, deoarece apa este primenită de mai multe ori consumîndu-se în circuitele locale în care alimentarea prin evapotranspiraţie este mai redusă, de unde şi cantitatea mai mică de precipitaţii.

2. Circulaţia apei pe continente

Schema circulaţiei apei în natură, analizată mai înainte, reflectă direcţiile de bază ale acestui proces complicat privind mişcarea umezelii în atmosferă şi pe suprafaţa pămîntului. Sînt însă o serie de detalii în legătură cu intrarea şi consumul apei în circuitele mici continentale care nu-s cuprinse în schema amintită.

O explicaţie a circuitului continental al apei a fost dată de I.I.Kasatkin. După acesta, admiţînd în mod convenţional că din cca 40.000 km^3 de apă (cifră rotunjită) care se deplasează sub formă de vapori de pe ocean pe continent ar precipita prima dată 10%, iar din ei s-ar scurge 50%, ar rezulta că în primul circuit cad 4000 km^3 de apă sub formă de precipitaţii din care 2000 km^3 se scurg, iar restul de 2000 km^3 se evaporă din nou. Mai departe, spre interior, pătrund 38.000 km^3 (36.000 + 2.000) formînd un al doilea circuit continental în care procentele privind precipitaţiile, scurgerea şi evaporaţia s-ar repeta. In felul acesta, cantitatea de apă este din ce în ce mai mică cu cît creşte distanţa şi numărul circuitelor continentale; aceasta duce la continentalizarea maselor de aer care imprimă caracterul stepic şi pe alocuri chiar deşertic, regiunilor situate la distanţe mari de influenţele oceanice.

In natură, fenomenele sînt însă mai complexe datorită variaţiei factorilor care influenţează circulaţia apei.

Pentru a explica influenţa unor măsuri de gospodărire a teritoriului (desecări, bazine de acumulare, irigaţii ş.a.) asupra circuitului apei, se impune cunoaşterea aprofundată a

modului în care acesta se produce, a rolului pe care-l au elementele sale.

Componentele de bază ale circuitului apei pe continente sînt prezentate în figura 15.

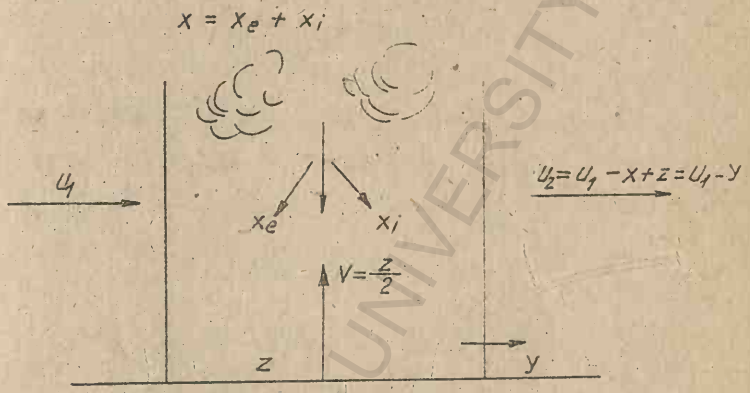


Fig.15. Schema schimbului umidităţii în interiorul continentului (după A.I.Cebotarev).

U_1 = Cantitatea de umiditate care intră în limitele teritoriului luat în studiu.

x = precipitaţii atmosferice.

x_e = precipitaţii formate din umiditatea exogenă

x_i = precipitaţii formate din umiditatea locală internă, provenind din evaporaţia de pe suprafaţa teritoriului respectiv.

z = evaporaţia.

Y = scurgerea rîurilor.

V = umiditatea locală care intră în atmosferă ca rezultat al evaporaţiei din teritoriul respectiv.

U_2 = Cantitatea de umiditate care iese în afara teritoriului studiat.

Din această schemă (după A.I.Cebotarev, 196c), rezultă că umiditatea care iese dintr-un teritoriu dat (U_2) este egală cu cantitatea de umiditate intrată minus scurgerea rîurilor (Y) de pe suprafaţa respectivă, care la rîndul său reprezintă

diferenţa între precipitaţii (x) şi evaporaţie (z), adică

$y = x - z$,

deci putem scrie:

$$U_2 = U_1 - x + z = U_1 - y \qquad (1)$$

Precipitaţiile căzute în teritoriul luat în considerare (x) provin din două părţi: una din vaporii de apă aduşi din exterior (x_e) şi alta din vaporii creaţi prin evaporare locală (internă) (x_i), adică

$$x = x_e + x_i \qquad (2)$$

Se poate, ca atare, spune că:

$$x_e + x_i = y + z \qquad (3)$$

Problema principală în analiza circuitului umezelii în interiorul continentului este raportul care există între precipitaţiile de proveniență externă (x_e) şi precipitaţiile generate de evaporaţia locală (x_i), întrucît acest raport reflectă rolul evaporaţiei locale în crearea precipitaţiilor pe teritoriul respectiv. Pentru teritorii limitate ale uscatului, raportul acesta depinde de mărimea lor; în cazul unor teritorii mici, aproape toate precipitaţiile vor proveni din umiditatea externă în timp ce pe suprafeţele mari, ele vor fi formate atît din vaporii de apă din "exterior" cît şi din cei "locali". La rîndul lor, vaporii de apă creaţi prin evaporaţia locală anuală se vor consuma pentru formarea precipitaţiilor locale (x_i) şi parţial vor fi transportaţi în afara limitelor teritoriului examinat.

Cunoscînd valoarea elementelor care intră în ecuaţia

(3) se poate determina coeficientul circuitului umezelii $\frac{\Delta}{x_e}$ care arată de cîte ori vaporii de apă care au intrat pe teritoriu studiat cad sub formă de precipitaţii mai înainte ca scurgerea rîurilor şi curenţii aerieni să-i transporte în afară. Este evident că acolo unde precipitaţiile "locale" sînt considerabile, acest coeficient al circuitului apei va fi mai mare de 1, iar unde precipitaţiile sînt mai mici, valoarea coeficientului va fi aproape de 1.

Calcularea cantităţii de umezeală transportată deasupra unui teritoriu a fost realizată de K.I.Kaşin şi H.I. Pogosian.

Asemenea calcule făcute pentru teritoriul european al URSS au dus la următoarele rezultate:

In timp de un an, pe suprafaţa respectivă de aproape 6,5 mil. km^2, aerul transportă din afară 8.5oo km^3 de apă pe an.

Scurgerea rîurilor pe acest teritoriu reprezintă 93o km^3 apă/an.

Precipitaţiile medii anuale de 48o mm însumează 312o km^3 apă, iar evaporaţia anuală 219o km^3.

Prin urmare, în raport cu umezeala transportată într-un an pe calea aerului, precipitaţiile reprezintă cca 37%, scurgerea 11% şi evaporaţia 26%.

După cum se vede, din cantitatea mare de apă de 8.5oo km^3 transportată anual asupra teritoriului european al URSS, numai 93o km^3, reprezentînd scurgerea fluvială, revine în Oceanul Planetar; restul de 7.57o km^3 de apă este transportat în afara limitelor acestui teritoriu spre est.

BCU "ŞTEFAN CEL MARE" SUCEAVA LIBRARY

Cunoscîndu-se valoarea componenţilor principali ai circuitului apei s-a putut calcula şi aici coeficientul circuitului umezelii (K) după relaţia

$$K = \frac{x}{x_e}$$

O contribuţie de seamă la calcularea acestui coeficient au avut M.I.Budiko şi O.A.Drozdov.

După autorii citaţi, s-a determinat că precipitaţiile care provin din umiditatea exterioară (x_e) însumează 2.760 km^3 de apă pe an, iar restul de 360 km^3 sînt rezultatul evaporaţiei locale.

Ca atare, coeficientul circuitului de apă, (k) pentru teritoriul european al URSS determinat după datele lua calcul

$$\frac{x}{x_e} = \frac{3120}{2760} = 1,13$$

De aici rezultă că cca 13% din cantitatea totală a vaporilor de apă care trec în medie pe an pe deasupra teritoriului european al URSS şi fac parte din circuitul de umiditate, pot să cadă, în mod repetat, sub formă de precipitaţii.

In acest sens, calculele arată că rolul evaporaţiei locale ca factor care determină umezeala maselor de aer ce sînt transportate deasupra unei suprafeţe reduse a uscatului este mic şi deci lucrările de amelioraţie ca secarea mlaştinilor, irigaţiile, acumulările de apă nu pot să deranjeze vizibil regimul precipitaţiilor şi circuitul umezelii din teritoriul respectiv.

Variaţiile accentuate ale evaporaţiei de pe suprafaţe

foarte mari pot însă produce schimbări esenţiale în ce priveşte cantitatea precipitaţiilor şi deci circuitul continental al apei.

Aceste probleme fiind cunoscute, trebuie luate în considerare în cazul gospodăririi teritoriului, a amenajărilor hidrotehnice.

Din cele arătate, se desprinde că circulaţia apei în natură nu reprezintă doar un fenomen mecanic ci un complex de procese de mare importanţă care asigură o legătură permanentă între toate categoriile de apă ale uscatului şi totodată un schimb între apele oceanice şi cele continentale.

Datorită circuitului general al apei se asigură alimentarea şi scurgerea apelor de la suprafaţa uscatului ca şi a celor subterane.

Prin circuitul mare al apei sînt legate, sub raport climatic, diferite regiuni ale unor continente; aşa de exemplu, întregul continent european, Siberia de vest şi alte regiuni asiatice primesc cele mai multe precipitaţii din condensarea vaporilor de apă care sînt aduşi de pe Oceanul Atlantic prin intermediul vînturilor.

3. Bilanţul circuitului apei în natură

Schema circuitului apei în natură, arătată anterior, poate fi sintetizată într-o serie de ecuaţii care exprimă relaţia dintre cantitatea de apă provenită din precipitaţii şi cantitatea de apă ce se consumă prin evaporaţie şi scurgere (superficială şi subterană). Aceste ecuaţii reprezintă bilanţul hidrologic pentru întregul glob terestru sau pentru anumite

părţi ale sale.

Utilizînd aceiaşi indici ca în figura 14 putem scrie:

a) pentru ocean $z_o = x_o + y$

b) pentru uscat $z_c = x_c - y$

adică în primul caz (a) de pe oceane se evaporă anual o cantitate de apă egală cu precipitaţiile care cad deasupra lor plus scurgerea din rîuri; în al doilea caz (b) de pe uscat se evaporă anual o cantitate de apă egală cu cantitatea precipitaţiilor care cad deasupra acestuia, minus scurgerea rîurilor.

Ecuaţia bilanţului apei pe tot globul terestru se obţine din suma ecuaţiilor de mai sus:

$$z_o + z_c = x_o + x_c$$

($424.700\ km^3 + 71.400\ km^3 = 385.000\ km^3 + 111.100\ km^3$)

din care se vede că totalul apei evaporate de pe suprafaţa oceanelor şi a continentelor este egală cu cantitatea precipitaţiilor ce cad pe suprafaţa Pămîntului.

In cazul regiunilor endoreice, cum sînt de exemplu: bazinul Mării Caspice, a lacului Aral, Ciad etc., suma precipitaţiilor pe mai mulţi ani este în medie egală cu evaporaţia ($8.200\ km^3$).

Un rezultat mai precis pentru bilanţul apei în regiunile endoreice, într-o perioadă determinată, este exprimat de ecuaţia:

$$x_e = z_e + \Delta w \qquad \text{în care}$$

Δw reprezintă schimbarea rezervei de apă din bazin în perioada respectivă.

După cercetările şi calculele efectuate (Baumgartner şi Reichel, 1975), bilanţul hidrologic al globului terestru se poate exprima valoric prin datele indicate în tabelul 6.

Tabel nr.6-Bilanţul hidrologic al globului.

Regiunea	Suprafaţa mil.km^2	Volumul(mii km^3)/an			Stratul de apă mm/an		
		x	z	y	x	z	y
Oceanul Planetar	361	385	424,7	39,7	1o66	1176	-11o
Regiunile continentale exoreice	115,7	1o2,9	63,2	39,7	89o	546	344
Regiunile continentale endoreice	33,2	8,2	8,2	-	247	247	-
Globul terestru	51o	496,1	496,1	-	973	973	-

Cifrele subliniază preponderenţa oceanelor în bilanţul mondial cu 82% (78% pentru precipitaţii şi 86% pentru evaporaţie), faţă de 18% pentru continente. Oceanele sînt deci la originea apei dulci pe planeta noastră.

Bilanţul hidric pe emisfere - Tabel nr.7 - reflectă opoziţia între emisfera nordică, mai continentală (67% uscat emers faţă de 33% în emisfera sudică) şi emisfera australă mai oceanică (57% din suprafaţa oceanică faţă de 43% în emisfera nordică).

Tabel nr.7 - Suprafaţa, volumele şi înălţimea apei pe emisfere(după Baumgartner şi Reichel).

Regiunea	Suprafaţa ($1o^6 km^2$)	Volumul apei ($1o^3 km^3$)			Înălţimea apei mm.		
		x	z	y	x	z	y
Emisfera N	1oo,3	68,o	43,6	24,4	678	435	243
Emisfera S	48,6	43,1	27,8	15,3	888	572	316
Total uscat	148,9	111,1	71,4	39,7	746	48o	266
Emisfera N	154,6	179,4	185,3	-5,9	116o	1198	-38
Emisfera S	2o6,5	2o5,6	239,4	-33,8	996	116o	-164
Total ocean	361,1	385,o	424,7	-39,7	1o66	1176	-11o
Emisfera N	255,o	247,4	228,9	18,5	97o	897	73
Emisfera S	255,o	248,7	267,2	-18,5	975	1o48	-73
Total Terra	51o	496,1	496,1	0	973	973	0

Conform schemei globale, se poate constata că volumele de apă evaporate pe emisfera australă sînt mai mari decît pe emisfera boreală şi aceasta ca urmare a repartiţiei oceanelor şi uscatului.

De asemenea, diferenţa x - z este negativă în sud şi pozitivă în nord, valoarea ei echivalînd cu 18,8 ($1o^3$) km^3.

Transferul de vapori de apă spre emisfera nordică explică excesul de apă al precipitaţiilor şi al scurgerii de aici, returnat emisferei sudice sub forma curenţilor oceanici.

Analizînd bilanţul în regiunile continentale pe emisfere, observăm că uscatul din emisfera australă primeşte cel mai mic volum de precipitaţii deşi evaporaţia este mai intensă; el este totuşi mai bine udat, revenindu-i,ca urmare a suprafeţii reduse, un strat mediu anual de 888 mm faţă de 678 mm pe uscatul emisferei boreale.

Situaţia aceasta este compensată în zonele oceanice ale celor două emisfere; diferenţa x - z este de numai 38 mm în emisfera boreală faţă de -164 mm în cea sudică.

Bilanţul hidric apare diferit de la un continent la altul (tabel nr.8).

Tabelul nr.8. Volumele şi înălţimea apei pe continente. (după Baumgartner şi Reichel, din J.Bethement).

Continentul	Suprafaţa (10^6 km^2)	Volumul apei (10^3 km^3)			Înălţimea apei (mm)		
		x	z	y	x	z	y
Europa	10,0	6,6	3,8	28,0	657	375	282
Asia	44,1	30,7	18,5	12,2	696	420	276
Africa	29,8	20,7	17,3	3,4	696	582	114
Australia+Ins	8,9	7,4	4,7	2,4	803	534	269
fără insule	(7,6)	(3,4)	(3,2)	(0,2)	(447)	(420)	(27)
Am.de nord	24,1	15,6	9,7	5,9	645	403	242
Am.de sud	17,9	28,0	16,9	11,1	1564	946	618
Antarctica	14,1	2,4	0,4	2,0	169	28	141
Total continente	148,1	111,1	71,4	39,7	746	480	266

Din datele de mai sus, făcînd abstracţie de Antarctica, iese clar în evidenţă preponderenţa Asiei pentru volumul de apă primită, evaporată şi scursă, şi a Americii de sud în privinţa înălţimii stratului de precipitaţii, evaporaţie şi scurgere.

Cele mai reduse valori ale elementelor bilanţului hidric se găsesc în Australia (fără Noua Guinee şi Noua Zeelandă), înălţimea stratului scurgerii fiind doar de 27 mm.

BCU CENTRALA ASSTLIBRARY

Evaluarea bilanţului hidric pe zone de latitudine (Tabelul nr.9) pune în evidenţă rolul acesteia şi asimetria remarcabilă existentă între emisfera nordică şi cea sudică.

Tabel nr.9 - Înălţimea apei pe continente după zone de latitudine (mm), după J.Bethemont, 1977.

Latitudine	Suprafaţa ($10^3 km^2$)	x mm	z mm	y mm
N 90 - 60	17,212	384	176	208
N 60 - 30	46,706	548	371	177
N 30 - 0	36,427	983	637	346
S 0 - 30	29,133	1258	855	403
S 30 - 60	5,364	759	465	293
S 60 - 90	14,062	169	28	141
Emisfera nordică	100,345	678	435	243
Emisfera sudică	48,559	888	572	316
Uscat terestru	148,904	746	480	266

Se poate constata că de la ecuator la pol, scurgerea variază relativ puţin (între 141-403 mm) în comparaţie cu precipitaţiile (de la 169-1258 mm) şi evaporaţia (între 28- şi 855 mm), dar în acelaşi sens (fig.16) cu acestea.

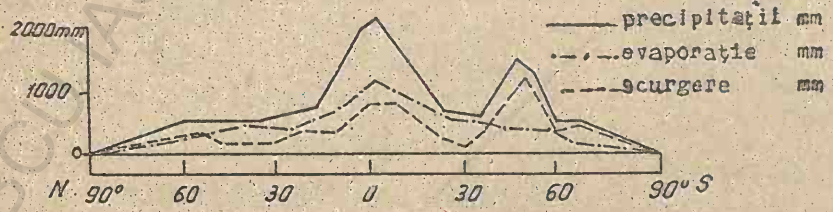


Fig.16. Înălţimea apei pe continente după zone de latitudine. (J.Bethemont, 1977).

Din cele expuse anterior, se constată că vaporii de apă ce trec de pe ocean pe uscat sînt în cantitate relativ redusă (cca 9% din evaporaţia totală de pe Oceanul Planetar); ei au însă rolul activ în circuitul general al apei.

Procesele circuitului apei în natură sînt foarte complexe; ele variază atît în timpul anului, cît şi în diferitele regiuni ale globului pămîntesc; în anumită măsură variază chiar valorile totale, finale, pentru întreaga planetă.

Se mai poate observa că în circuitul general al apei participă o cantitate foarte mică din rezerva totală de apă a globului (cca 0,04%), iar partea reală de apă care intră în circuit şi determină scurgerea pe uscat reprezintă aproximativ 0,003% din rezerva totală de apă.

Luînd în considerare cantitatea totală anuală de apă căzută pe suprafaţa Terrei (496.000 km^3) şi cantitatea totală de umiditate care există în atmosferă (13.000 km^3) observăm că, în cursul unui an, circuitul trebuie să se repete de aproape 39 de ori; cu alte cuvinte vaporii de apă aflaţi în atmosferă trebuie să efectueze circuitul în aproximativ 9,3 zile (365:39).

4. Componentele principale ale circuitului apei în natură-repartiţia lor teritorială.

Componentele de bază ale circuitului apei în natură, sînt aşa cum s-a mai spus, precipitaţiile, evaporaţia şi scurgerea; celelalte elemente ca umiditate stocată în sol sau încorporată în masa biologică pot fi puse în legătură cu una sau alta din componentele fundamentale.

a) Precipitaţiile

Vaporii de apă care ajung în atmosferă datorită evapo-

raţiei, se deplasează odată cu curenţii de aer, pînă în momentul cînd, atingînd starea de saturaţie, mai ales în urma răcirii, are loc condensarea şi formarea precipitaţiilor.

Condensarea se face prin răcire directă, cînd aerul se deplasează dintr-o regiune mai caldă în alta mai rece, prin amestecul a două mase de aer cu temperaturi diferite, şi prin detentă cînd aerul se ridică la înălţimi din ce în ce mai mari; în acest caz, răcirea este cu cca. 0,5°C pentru 100 m. cînd aerul este umed şi cu 1°C la 100 m cînd aerul este uscat.

Diversele cauze care produc răcirea aerului determină şi caracterul variat al precipitaţiilor.

După locul în care se formează, precipitaţiile se împart în două categorii:

- precipitaţii care se formează în atmosferă şi cad pe pămînt sub formă de ploaie, zăpadă, grindină;

- precipitaţii care se formează pe suprafaţa pămîntului sub formă de rouă, brumă, chiciură, ceaţă.

Acestea din urmă sînt însă în cantitate mică şi în general nu sînt luate în consideraţie la calculele hidrologice. De pildă, după W.Nägeli (citat de R.Keller,1961) pe Valea Rinului din Elveţia în nopţile din aprilie, cu condiţii favorabile pentru rouă, aceasta a dat doar, 0,05 - 0,06 mm apă.

In anumite regiuni însă, deficitare în ploi, roua ca şi ceaţa, au o mare însemnătate în deosebi pentru bilanţul hidrologic al solului şi pentru plante (pădurea de ceaţă din Anzii Americii de Sud, sau din Kilimangiaro, stepa deşertică din Chili sau din Nubia, vegetaţia din zonele litorale ale Ecuadorului sau Californiei de jos etc.).

Precipitaţiile atmosferice cad pe suprafaţa pămîntului în cantităţi foarte variate, în funcţie de mai mulţi factori şi în deosebi de latitudine şi relief. Apropierea de mare, orientarea faţă de vînturile umede, prezenţa unui relief înalt sau a masivelor păduroase favorizează căderea unor precipitaţii abundente.

Astfel, urmărind repartiţia latitudinală a precipitaţiilor medii pe ansamblul celor două emisfere, se constată scăderea acestora de la ecuator spre poli: 1180 mm între 0^{0} şi 30^{0}; 908 mm între 30^{0} şi 60^{0} şi 380 mm între 60^{0} şi 90^{0} latitudine.

O analiză mai detaliată arată abaterile de la legitatea zonală amintită; astfel, în legătură cu circulaţia atmosferică, în zona convergenţelor intertropicale se înregistrează o creştere evidentă a precipitaţiilor care ajung sau depăşesc 2000 mm în bazinul Amazonului şi al Orenocului, în golful Benin (vest de vărsarea Nigerului), în cuveta fluviului Congo şi în Regiunea Malaeză.

Alte două zone de precipitaţii puternice corespund latitudinilor medii de 40^{0}-50^{0} în care acţionează vînturile de vest, în deosebi în emisfera sudică.

Dimpotrivă, zonele cu precipitaţii puţine se suprapun ariilor anticiclonale de la tropice (în Atakama, Sahara, Kalahari, Namib, Tharr, Deşertul Australian), avînd o extindere remarcabilă mai ales în Africa de N. In America de nord în emisfera australă, aceste zone sînt mai restrînse şi mai puţin uscate, primind în medie 100-300 mm. precipitaţii pe an; sînt însă ţinuturi în care s-au observat mai puţin de 100 mm şi pe alocuri

sub 2o mm pe an sau deloc. Zone cu precipitaţii puţine se găsesc de asemenea la latitudini mari în ambele emisfere.

Rolul reliefului în repartiţia precipitaţiilor se evidenţiază în primul rînd prin asimetria între faţadele continentelor afectate de curenţii oceanici calzi care favorizează formarea precipitaţiilor şi cele scăldate de apele reci care provoacă instaurarea regimului deşertic. Astfel, la latitudini tropicale, zonele din sud-estul Asiei, al Africei şi al Australiei influenţate de curenţii calzi şi masele de aer umed primesc precipitaţii abundente, în timp ce pe faţadele occidentale, în Chili de N., Namibia, California de jos sau Maroc zonele deşertice se extind pe latitudine.

O asimetrie inversă se constată la latitudini medii şi mari, unde zonele din vest sînt bine udate (în Europa, Columbia Britanică, Chile de Sud, în regiunea Capului-Africa, sau la Perth-Australia), în timp ce faţada estică, la latitudini comparabile, este mai secetoasă (la Bergen, în sud-vestul Scandinaviei cad 1958 mm precipitaţii pe an, iar la Ungavabay, în strîmtoarea Hudson, la latitudini apropiate, numai 35o mm - J.Bethmont,1977).

Există,de asemenea,deosebiri mari în ce priveşte cantitatea precipitaţiilor între zonele periferice şi cele interioare (areice şi endoreice) ale continentelor,în deosebi în Asia (28.ooo km^3 faţă de 2.7oo km^3), Africa (17.9oo km^3 faţă de 2.8oo km^3) şi Australia (6.1oo km^3 faţă de 1.ooo km^3).

La un grad taxonomic inferior, influenţele orografice se materializează prin diferenţa dintre versanţii orientaţi spre vînturile umede şi cei opuşi sau depresiunile intramontane.

De exemplu, în partea de N a Alpilor francezi versanţii vestici din Grande Chartreuse primesc 4.ooo mm/an în timp ce Hauta Mauriene, bine adăpostit faţă de vînturile de vest primesc 7oo mm/an; pe versantul nordic al Atlasului Tell cad peste 8oo mm precipitaţii pe an, iar în Podişul Şotturilor sub 2oo mm; în Carpaţii Orientali, versanţii vestici primesc 12oo - 14oo mm precipitaţii pe an, iar cei estici 9oo - 1ooo mm.

Cantitatea de precipitaţii care cade într-o regiune oarecare nu este însă proporţională cu suma factorilor amintiţi deoarece rolul unora este diminuat de influenţa altora. De pildă, bazinul inferior al Indusului în Asia, sau delta Dunării la noi, deşi sînt apropiate de influenţele marine primesc cantităţi de precipitaţii mai mici decît alte ţinuturi din vecinătatea lor situate mai departe de ţărm şi la latitudini mai mari; la aceasta contribuie între altele, lipsa unui relief înalt care să creeze condiţii de condensare.

Acolo unde concură un complex de factori, cantităţile medii anuale de precipitaţii sînt impresionate (R.Keller,1961):

- Kuai (Nord Hawai).....12.o93 mm
- Cerapungi (Assam).....11.o2o mm
- Quibdo (Columbia).....11.734 mm
- Debundja (Munţii Camerun)....1o.47o mm

In circuitul apei, în afară de cantitate, influenţează, de asemenea, felul precipitaţiilor, intensitatea şi regimul lor.

b) Evaporaţia

Evaporaţia apei (lichide sau solide) se produce în

atmosferă (în timp ce precipitaţiile cad pe sol), la suprafaţa apei libere din oceane sau mări, lacuri şi rîuri, de pe suprafaţa uscatului şi de asemenea prin intermediul vieţuitoarelor, în urma procesului de transpiraţie al acestora (evapotranspiraţia).

Moleculele de apă care sînt în continuă mişcare, ajungînd la suprafaţa apei sau a solului, învinge forţa de gravitate, se ridică şi trec în atmosferă - se evaporă. Paralel cu evaporarea are loc şi un proces invers - condensarea - trecerea moleculelor de apă din atmosferă înapoi în stare lichidă, astfel că evaporaţia observată la suprafaţa apei este de fapt diferenţa dintre moleculele ce se ridică de pe ea şi cele care cad înapoi.

Este necesar să facem distincţie între evaporaţia reală care se produce în formele amintite anterior şi care este în funcţie de apa disponibilă şi evaporaţia potenţială, cea mai mare evaporaţie posibilă dată de un loc oarecare; aceasta din urmă se determină prin bilanţul hidric şi interesează în practică (irigaţii, lacuri de acumulare etc.).

Evaporarea, oricare ar fi, se face cu consum de căldură care variază în funcţie de temperatura apei. Pentru evaporarea unui gram de apă la temperaturi şi presiuni medii sînt necesare 590 calorii.

Cantitatea de apă evaporată este determinată de un complex de factori care o fac să crească sau să scadă.

Un factor principal care determină intensitatea evaporării este temperatura suprafeţii de evaporaţie; cu cît aceasta este mai ridicată cu atît evaporarea va fi mai mare.

Intensitatea evaporării este influenţată şi de diferenţa între elasticitatea maximă a vaporilor de apă care saturează spaţiul la temperatura dată a suprafeţii de evaporare şi umezeala absolută a aerului. (cantitatea de vapori de apă în grame conţinută de un metru cub de aer umed).

Gradul de saturaţie al aerului poate fi caracterizat fie prin umezeala relativă (raportul, în procente, între cantitatea de vapori de apă existentă la moment dat şi cantitatea totală a vaporilor ce saturează unitatea respectivă la aceeaşi temperatură), fie prin deficitul de umiditate (diferenţa între cantitatea vaporilor de apă care saturează spaţiul, la o temperatură dată şi cea existentă în spaţiul respectiv).

Creşterea evaporării se datoreşte în mare măsură vîntului care, transportînd aerul saturat cu vapori de apă dintr-o regiune oarecare, face posibilă înlocuirea lui cu altul mai puţin umed. In cazul cînd deasupra unei suprafeţe acvatice există o masă de aer saturat cu vapori de apă şi atmosfera este calmă, evaporarea poate continua, (dar în proporţii mici), datorită fenomenului de difuzie şi curenţilor de convecţie.

Observaţiile efdctuate în legătură cu dependenţa dintre evaporaţie şi mişcarea aerului (Trabert, 1896; W.Nägeli, 1954) au dus la concluzia că evaporaţia creşte cu rădăcina pătrată a vitezei vîntului (K.Reiner,1961).

Pe suprafaţa uscatului, în afară de factorii de ordin general, evaporarea mai este influenţată şi de alte elemente. Astfel, evaporarea scade odată cu creşterea crosimii solului uscat, deoarece apa evaporată de la partea superioară a acestuia nu este compensată de apa subterană ridicată prin porii

capilari; cu cît relieful este mai variat, cu atît suprafaţa sa este mai mare şi în consecinţă evaporarea mai sporită în comparaţie cu o suprafaţă plană în aceleaşi condiţii geografice.

Alcătuirea granulometrică a solurilor şi rocilor influenţează de asemenea evaporarea, în sensul că rocile fin granulare, cu capilaritate ridicată, vor evapora o cantitate mai mare de apă decît altele care au granule şi pori mari.

Orientarea versanţilor spre sud şi vest face ca evaporarea să fie mai activă decît pe versanţii opuşi (N şi E).

Acoperirea terenurilor cu o vegetaţie bogată duce la micşorarea evaporaţiei de pe sol, dar creşte cantitatea de vapori de apă degajaţi în atmosferă prin evapotranspiraţie.

Evaporaţia se produce chiar de pe suprafaţa gheţii sau a zăpezii, atunci cînd elasticitatea vaporilor din aerul de deasupra este mai mică decît elasticitatea vaporilor la temperatura suprafeţei de evaporare. Trecerea apei din stare solidă direct în stare de vapori se numeşte sublimare, iar procesul invers desublimare.

Intensitatea evaporaţiei variază aşa dar de la o regiune la alta atît la suprafaţa uscatului cît şi la suprafaţa bazinelor acvatice în funcţie de mărimea şi adîncimea acestora, de repartiţia neuniformă a factorilor hidro-meteorologici ş.a.

Pe uscat, valorile cele mai mari, peste 1000 mm, se întîlnesc în regiunile dintre 10^{0} şi 15^{0} latitudine nordică şi sudică, cu reducerea ariei pe faţadele vestice ale continentelor, unde sînt curenţii oceanici reci şi cu o extindere simetrică pe faţadele estice scăldate de curenţii de apă caldă. Valorile maxime, de 1500 mm, s-au observat în Indochina (în

Zona Vietnamului si a Tailandei), spre 40° lat.N.

Valorile medii scad la 600-700 mm fiind mai mari pe fațadele vestice ale continentelor față de cele estice.

Valorile cele mai reduse ale evaporației - sub 200 mm - coincid cu zonele de înaltă latitudine reducîndu-se la 25 mm în Groenlanda si Antarctica.

Pe ocean, valori mari ale evaporării, egale sau depășind 1800 mm coincid cu centrele de înaltă presiune atmosferică subtropicală, avînd maximul pe ariile orientale cînd sînt deplasate spre nord; în aceste condiții diferența de temperatură față de aerul rece polar, poate ridica valoarea evaporației la 2500 mm pe Atlanticul de N.

La latitudini medii, valori relativ importante, cca 1400 mm; coincid cu aria de acțiune a curenților calzi, Golfstreamul în special, în timp ce curentul Labrador provoacă o reducere a evaporației spre 60°l.N. la numai 400 mm.

Intre cele două brîie ale maximelor tropicale, se interpune o altă zonă cu valori medii, la latitudine ecuatorială, unde evaporația se reduce din cauza neboluzității puternice.

La latitudini subtropicale și pe țărmurile orientale ale oceanelor se observă de asemenea valori medii sau mici de evaporație, dată fiind existența curenților reci (spre California, la 30°l.N, evaporația ajunge la 900 mm).

Rezultă că influența curenților calzi și reci este deosebit de importantă, reușind să deranjeze zonalitatea latitudinală a fenomenului.

c) Scurgerea

Apa de pe uscatul emers, sub toate formele ei, supunîndu-se

gravitaţiei se deplasează din punctele înalte spre cele mai joase formînd scurgerea de suprafaţă şi subterană.

Prin intermediul ei, apa se întoarce înapoi în ocean.

La prima vedere, scurgerea apei pe continente este în funcţie de raportul dintre precipitaţii şi temperatură, dar fracţiunea pierdută pentru scurgerea fluvială, care reprezintă elementul esenţial, este cu atît mai mare cu cît precipitaţiile sînt mai reduse.

Deficitul de scurgere[x] creşte în valoare absolută pînă la o anumită limită depăşind 400 mm pentru temperatura de 5°C, ajunge la 800 mm pentru 15°C. şi 1300 mm pentru 25°C.

Acest fapt, corelat cu condiţiile climatice, explică variaţiile scurgerii pe zone mari de latitudine: 127 mm în medie între 0° şi 30° lat., 96 mm între 30° şi 60° lat. şi 202 mm între 60° şi 90° (J.Bethemont,1977).

In afară de cantitatea precipitaţiilor, valoarea scurgerii depinde de forma sub care cad (lichide sau solide) şi de regimul lor. Precipitaţiile lichide contribuie la alimentarea imediată a scurgerii; cele ce cad sub formă de zăpadă, în climatul temperat sau rece, participă la scurgere abea primăvara cînd temperatura aerului depăşeşte 0°C.

Repartiţia sezonieră a precipitaţiilor are un rol esenţial în scurgerea fluviatilă. In anotimpul rece, se scurge o fracţiune mai mare din precipitaţii decît vara cînd, din cauza temperaturilor ridicate se intensifică evaporaţia.

---

x) Deficitul scurgerii reprezintă fracţiunea de apă căzută pe pămînt care scapă rîurilor.

BCU "STEFAN GHEORGHIU" LIBRARY

In afară de condiţiile climatice, scurgerea este influenţată şi de alţi factori fizico-geografici (tipurile de roci, relieful, vegetaţia, prezenţa lacurilor etc.), precum şi de caracteristicile morfometrice ale bazinelor hidrografice.

La scara globului, valorile cele mai mari ale scurgerii depăşesc 2000 mm în regiunile cele mai bine udate din Arhipelagul Malaez, pe ţărmurile expuse ploilor musonice şi mai ales în munţii care condensează fluxul vaporilor de apă în tranzit cum sînt Himalaia (3000 mm), Alpii Scandinavi (4000 mm) Anzii Chilieni (5000 mm) ş.a.

Valorile cele mai mici, între 0 şi 200 mm sînt în regiunile muntoase reci, de la latitudini mari, în zonele cu climat mediteranian, în interiorul continentelor la latitudini medii şi în zonele de tranzit tip Sahel.

Regiuni întinse din interiorul continentelor, sau chiar din zonele litorale nu au scurgere superficială permanentă. Analiza scurgerii şi a regimului ei va fi prezentată în capitolele de potamologie.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

H I D R O G E O L O G I A

C A P I T O L U L V

APELE SUBTERANE; CONDITII DE EXISTENTA SI CIRCULATIE

Apele subterane constituie o parte din complexul apelor globului pămîntesc.

Studiul originei, repartiţiei, dinamicii şi caracteristicilor fizico-chimice ale apelor subterane interesează atît teoretic cît şi practic.

Reprezentînd o verigă în circuitul apei în natură, cunoaşterea apelor subterane este necesară şi pentru lămurirea deplină a scurgerii superficiale, a bilanţului hidrologic şi a altor aspecte din regimul rîurilor şi lacurilor. Studiul lor este de asemenea de mare importanţă în problema alimentării cu apă potabilă a aşezărilor omeneşti, în irigaţii, în amplasarea construcţiilor, a căilor de comunicaţii, în balneologie etc.

1. Originea apelor subterane

Problema formării apelor subterane a fost mult discutată începînd încă din secolul al XVI-lea, elaborîndu-se mai multe teorii, dintre care patru sînt mai importante, fiind recunoscute de majoritatea cercetătorilor: teoria infiltrării, a condensării vaporilor de apă, teoria apelor juvenile şi a apelor relicte de sedimentare. In funcţie de condiţiile naturale ale unităţii structurale luată în studiu se acordă prioritate uneia sau alteia dintre aceste teorii.

a) Teoria infiltrării a fost elaborată de francezul Bernard Palissy (1580) şi reluată de Edmé Mariotte (1686) care a argumentat-o pe baza observaţiilor concomitente efectuate asupra variaţiilor de nivel ale Senei şi a apelor subterane din bazinul acesteia, în urma ploilor. El ajunge la concluzia că din totalul precipitaţiilor căzute pe suprafaţa bazinului (în medie 2o,2 miliarde m^3/an) numai 1/6 se scurge prin reţeaua hidrografică, iar restul se evaporă sau se infiltrează în sol formînd apele subterane. Astăzi, este unanim acceptat faptul că apele subterane se formează în principal prin infiltrarea precipitaţiilor şi a apelor de suprafaţă acumulate în mări, lacuri şi rîuri.

Pătrunderea apei în adîncime sub influenţa gravitaţiei se face fie prin infiltrare propriu zisă, apa trecînd cu viteză mică prin porii şi fisurile capilare ale rocilor, fie prin curgerea liberă (influaţie) în care caz deplasarea se face cu o viteză mult mai mare prin porii şi fisurile supracapilare.

b) Teoria condensării vaporilor de apă a fost formulată în 1887 de hidrologul german O.Volger care neagă posibilitatea infiltrării apelor de suprafaţă, deoarece, acest fenomen, spunea el, ar duce pe deoparte la dispariţia rîurilor şi pe de altă parte nu ar explica existenţa apelor subterane în zonele deşertice cu deficit de precipitaţii.

După concepţia lui O.Volger, apele subterane se formează numai prin condensarea vaporilor de apă din atmosferă. El consideră că în perioadele calde, aerul atmosferic cu vaporii de apă pătrunde în porii rocilor la o adîncime oarecare şi venind

în amestec cu straturile mai reci, condensează formînd apa subterană; cînd atmosfera are temperaturi mai joase, aerul din pori, cu o parte din vaporii de apă revine în atmosferă condensînd apre suprafaţa solului.

Adepţii lui Volger combăteau teoria infiltraţiei argumentînd că în urma ploilor, oricît de bogate ar fi, solul şi rocile se umectează pe o grosime mică, iar între zona aceasta udă şi stratul acvifer subteran terenul rămîne uscat.

Concepţia lui O.Volger a fost criticată arătîndu-se că pentru a se forma apa subterană în conformitate cu teoria condensării ar trebui să se realizeze un schimb foarte intens de aer între atmosferă şi litosferă (cca 2000 m^3/24 h pe m^2) ceea ce nu-i posibil. Pe de altă parte, căldura latentă degajată în timpul condensării vaporilor de apă ar duce, la un moment dat, la încălzirea rocilor respective şi ca atare condensarea ar fi mult redusă. În afară de aceasta, teoria amintită nu poate explica formarea apelor subterane în zona tropicală, deoarece temperatura ridicată din sol nu permite condensarea şi deci formarea apelor subterane; ori, cercetările au dovedit existenţa unor adevărate lacuri subterane în Sahara.

Contradicţiile teoriei lui O.Volger au fost rezolvate de agronomul sovietic A.F.Lebedev, care, în baza unor experienţe minuţioase, a demonstrat că apele subterane se formează atît prin infiltrarea precipitaţiilor cît şi prin condensarea vaporilor de apă. El a arătat că vaporii de apă din atmosferă pătrund în porii şi fisurile rocilor independent de circulaţia aerului, ca urmare a diferenţei de elasticitate între vaporii din sol şi

ței de la suprafața acestuia. Elasticitatea vaporilor de apă fiind direct proporțională cu temperatura, deplasarea lor are loc dinspre straturile mai calde spre cele mai reci, de sus în jos sau în sens invers, după anotimp.

În timpul iernii, cînd zonele mai adînci ale solului și subsolului sînt mai calde, vaporii de apă se ridică spre suprafața solului - mai rece - asigurînd umezeala necesară. Vara, cînd temperatura scoarței scade în adîncime, vaporii de apă se deplasează de la suprafață spre zonele profunde pînă la stratul cu temperatură constantă unde condensează.

Sub acest strat, temperatura crește cu treapta geotermică (1°C/33 m) favorizînd transformarea apei în vapori care se deplasează de jos în sus, tot datorită diferenței de elasticitate, pînă la stratul cu temperatură constantă unde condensează contribuind la formarea apelor freatice.

Formarea apelor subterane prin condensarea vaporilor are loc în toate zonele climatice concomitent cu infiltrarea apelor meteorice și a celor de suprafață. Lebedev a dedus experimental că din condensarea vaporilor de apă provine cca 1/5-1/7 din rezerva apelor subterane.

c) Teoria apelor juvenile a fost emisă în 1902 de geologul Ed. Suess. El susține că se referă la apele de adîncime, puternic mineralizate și cu un conținut bogat de gaze dizolvate (CO_2, H_2S) care ar proveni din masele magmatice. După el, apa juvenilă ia naștere prin combinarea, la temperaturi și presiuni foarte ridicate, a oxigenului atomistic cu hidrogenul ce provine din magmă.

Rolul apei juvenile la formarea stratu-

lor acvifere, trebuie amintit că o bună parte din vaporii emanaţi în erupţiile vulcanice îşi au originea în apele superficiale ce s-au infiltrat în zona respectivă.

O altă variantă de formare a apelor juvenile aparţine lui F.P.Savarenski. Ea se referă la apele de deshidratare produse la adîncimi mari în scoarţa terestră, în zona metamorfismului, sub influenţa temperaturii şi presiunii ridicate; această apă, transformată în vapori cu o mişcare ascendentă şi apoi iar în stare lichidă, reintră în circuitul apelor vadoase. Intrucît din punct de vedere genetic se deosebesc de apele juvenile propriuzise, au fost numite de A.M.Ovcinikov "ape regenerate".

Contribuţia apelor juvenile la formarea apelor subterane este greu de evaluat. In ascensiunea lor spre suprafaţa litosferei, se amestecă cu apele vadoase, pe care le întîlnesc, formînd ape de origină mixtă.

d) Teoria apelor de sedimentaţie (ape fosile sau veterice), reprezintă de fapt ape de origină marină rămase în roci din timpul proceselor de sedimentare, sau pătrunse după aceasta; ele însoţesc adesea zăcămintele de petrol şi gaze naturale (ex. cele din Subcarpaţi, Bazinul Transilvaniei).

Sînt ape de adîncime, sub presiune, lipsite de circulaţie, sau o au foarte lentă, ceea ce permite conservarea lor pe timp îndelungat.

Rezultă deci că, după geneză, apele subterane se pot clasifica în:

- ape vadoase provenite prin infiltrări, condensare şi sedimentaţie;

- ape juvenile provenite din condensarea vaporilor rezultaţi din degazeificarea magmei şi din procesele de metamorfism.

La acestea s-ar putea adăuga, după unii autori, apele cosmice provenite prin intermediul meteoriţilor.

2. Răspîndirea apei în scoarţa terestră.

In general, toate rocile care alcătuiesc partea superioară a scoarţei pămîntului conţin apă în porii şi fisurile lor; cantitatea acesteia poate fi mai mare sau mai mică în funcţie de caracteristicile rocii şi condiţiile în care se află.

Apa sub formă de picături se poate practic întîlni pînă la adîncimi de 9-12 km., unde se află temperatura critică a apei (365°C) la care aceasta se transformă în vapori, indiferent de valoarea presiunii.

Cercetări ulterioare au arătat însă că există zone cu fisuri şi crăpături prin care apele pot pătrunde ajungînd chiar pînă la 30 km. adîncime.

Apele subterane sub formă de picături sînt răspîndite deci între două limite, una superioară şi alta inferioară.

Limita superioară este dată de nivelul apelor freatice şi variază ca adîncime de la o zonă la alta în funcţie de condiţiile geologice şi fizico-geografice. De exemplu, pe teritoriul oraşului Iaşi limita superioară a apelor subterane este la 10-20 m.în terasa Copou şi între 0 şi 7 m pe şesul Bahluiului; în cîmpia Hagieni din estul Bărăganului coboară la adîncimi de peste 50 m., iar pe interfluviile din partea de nord a Piemontului Getic la peste 60 m.; în unele puncte din partea de SE din

Cîmpia Rusă (URSS), limita superioară a apei subterane se află la peste 100 m. adîncime.

Limita inferioară, numită şi limita de plasticitate, se găseşte acolo unde, datorită presiunii, rocile îşi reduc complet porii şi fisurile încît apa nu se mai poate depozita; în plus, intervine şi temperatura foarte ridicată care nu permite existenţa apei în stare lichidă.

In mod practic, apa se foloseşte numai pînă la adîncimi în jur de 2 km.

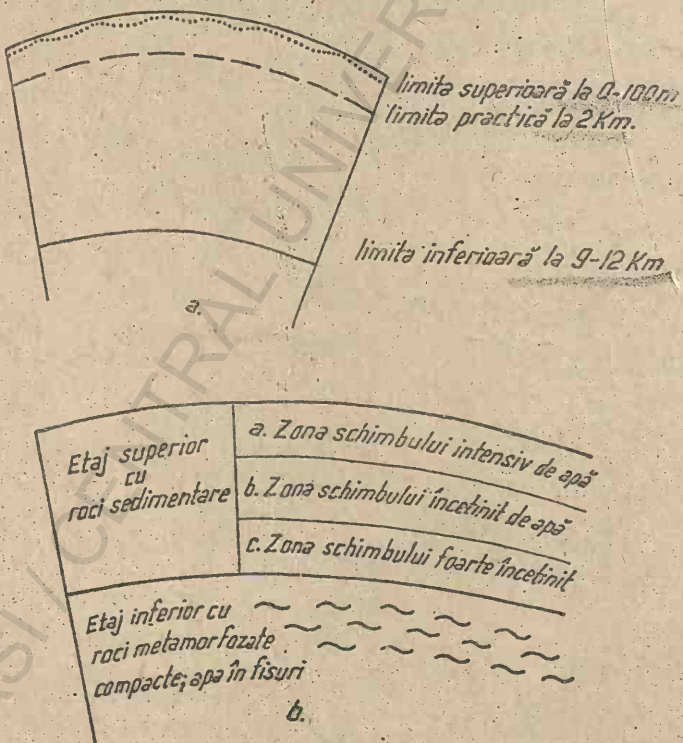


Fig.17. Schema distribuţiei apei în scoarţa terestră. a).limitele pe verticală; b)etajele după A.I.Karpinski.

Geologul rus Karpinski a arătat că din punct de vedere al distribuţiei apei în scoarţa terestră se pot deosebi două etaje şi anume, un etaj inferior şi altul superior.

Etajul inferior este format din roci dense, metamorfozate în care apa circulă doar prin fisuri; în general, acest etaj este aproape lipsit de apă subterană. Aşa este cazul cu fundamentul platformei siberiene şi canadiene sau cu nucleele de şisturi cristaline din sistemele muntoase. În aceste zone, apa subterană este înmagazinată în depozitele sedimentare care acoperă fundamentul de roci metamorfice.

Etajul superior, format din roci sedimentare, conţine rezervele de apă subterană.

În interiorul acestui etaj, Karpinski distinge trei zone: a) zona schimbului intensiv de apă, aceasta avînd cantităţi mari de apă hidrocarbonatată; b) zona schimbului încetinit de apă cuprinzînd, în general, ape mineralizate, cum sînt de exemplu şi cele interceptate în şesul Bahluiului, la Iaşi; c) zona schimbului foarte încetinit de apă conţinînd ape puternic mineralizate, cu ape fosile sau veterice (fig.17 b).

Din cele arătate la distribuţia apei în scoarţa terestră, rezultă că între apele subterane şi roci este o strînsă interdependenţă. De aceea se impune să cunoaştem proprietăţile hidrologice ale rocilor.

3. Proprietăţile hidrologice ale rocilor.

Rocile care alcătuiesc scoarţa terestră au o serie de goluri, fisuri şi pori care permit pătrunderea, menţinerea şi circulaţia apei în interiorul lor. Raporturile dintre apă şi

roci depind de proprietăţile fizice şi hidrologice ale acestora şi anume: porozitatea, permiabilitatea, capacitatea de înmagazinare şi de restituire a apei, capilaritatea etc.

A. Porozitatea este caracteristica principală care determină proprietăţile acvifere ale rocilor. Ea este condiţionată de existenţa spaţiilor dintre particulele ce alcătuiesc roca.

La noţiunea de pori sînt înglobate toate golurile din roci, indiferent de dimensiunea lor.

După mărimea porilor din roci se deosebesc convenţional trei tipuri de porozitate:

a) porozitate subcapilară cînd diametrul porilor este sub 0,0002 mm, iar spaţiile dintre feţele de strate sînt mai mici de 0,0001 mm;

b) porozitate capilară în cazul cînd diametrul porilor este între 0,0002 şi 0,5 mm, iar spaţiul dintre feţele de strate între 0,0001 şi 0,25 mm;

c) porozitate supra-capilară la rocile cu goluri, spongiozităţi, fisuri, canale care au diametrul mai mare de 0,5 mm sau spaţiile dintre feţele de strate peste 0,25 mm.

In cazul cînd diametrul porilor depăşeşte 1,2 mm este vorba de macroporozitate sau cavernozitate.

In porii şi fisurile mari, apa se deplasează uşor sub acţiunea forţei de gravitaţie; cînd este cazul unei macroporozităţi, circulaţia ei se face după legile hidrodinamicii rîurilor. In porii capilari însă, deplasarea apei se face mult mai greu, datorită tensiunii superficiale şi forţei capilare care tind să modifice viteza de deplasare a lichidului.

Dimensiunea porilor şi porozitatea, depind de alcătuirea granulometrică a rocilor, de forma, dimensiunea şi aşezarea granulelor, de gradul lor de neuniformitate, de cimentare, de compoziţia mineralogică şi duritatea lor, de presiunea la care sînt supuse rocile; în stratele de mare adîncime porozitatea scade pe măsură ce creşte presiunea litostatică.

Ca urmare, porozitatea rocilor poate fi clasificată după mai multe criterii:

- după natura şi modul de formare al rocilor se poate distinge:

- porozitate primară dată de porii dintre granule şi de spaţiile dintre feţele de stratificaţie;

- porozitate secundară rezultată din spaţiile, golurile sau fisurile care se formează prin dizolvarea rocilor solubile de către apele de infiltrare, prin contractări, hidratări, sau alte cauze.

- După felul golurilor şi posibilitatea de circulaţie a apei se deosebesc:

- porozitate de interstiţii, rezultînd din totalitatea golurilor cuprinse în rocile granulare, cu valoare foarte mare la rocile necoezive. Ea se micşorează prin aşezarea granulelor mai mici în spaţiile dintre granulele mai mari(porozitate de interstiţii restrînsă), sau prin depunerea unor pelicule de carbonat de calciu, bioxid de fier sau silice în jurul granulelor(porozitate de interstiţii redusă). Dacă particulele mari ale rocii sînt şi ele poroase se consideră o porozitate de interstiţii dublă (fig.18 A,B,C,D.).

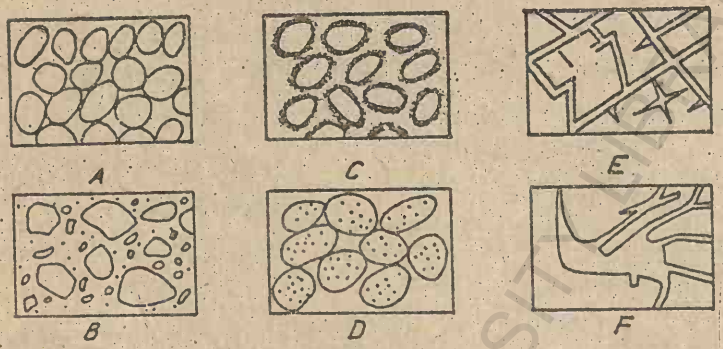


Fig.18. Tipuri de pori şi porozitate(după R.Ciocîrdel).
A. rocă cu granule bine sortate şi cu porozitate mare; B. rocă cu elemente puţin sortate şi cu porozitate restrînsă; C.-rocă bine sortată dar cu porozitate redusă prin cimentul din jurul granulelor;
D.sediment bine sortat cu porozitate mare deoarece granulele însăşi sînt poroase; E.- rocă compactă, poroasă prin fisuri; F.- rocă compactă,poroasă prin dizolvare.

- Porozitate vacuolară există în toate rocile îndeosebi în cele eruptive (poncii,scarne); la rocile sedimentare ea apare ca rezultat al dizolvării cochiliilor.

- Porozitate de fisuri datorată presiunii, mişcărilor tectonice, alteraţiei, metamorfismului, răcirii etc.; de acesa şi tipurile de fisuri sînt diferite (fig.18 E).

- Porozitate de canale specifică rocilor solubile (calcare, dolomite, gipsuri); ea variază în funcţie de lungimea şi diametrul canalelor (fig.18 F).

Porozitatea poate fi calculată sub formă de porozitate totală şi porozitate eficace.

1. Porozitatea totală se exprimă prin coeficientul de porozitate care se determină ca raport în procente, dintre vo-

lumul porilor Vp şi volumul total al rocii Vt. Deci:

$$p\,\% = \frac{V_p}{V_t} \cdot 100$$

După cum s-a văzut anterior, porozitatea totală depinde de forma, modul de organizare şi dimensiunea granulelor.

Ea variază de asemenea cu gradul de cimentare şi compactare a rocilo.

Forma granulelor este foarte importantă pentru pietrişuri şi nisipuri şi neînsemnată pentru argile. Se constată că granulele colţuroase lasă volumul cel mai mare de găuri, indiferent de gradul de tasare. De aceea, porozitatea cea mai mare se remarcă la pietrişurile neregulate.

Modul de aranjare al granulelor în spaţiu influenţează în mare măsură porozitatea. Ch.S.Slichter (1899) a arătat că porozitatea maximă (47,64%) se obţine prin aranjarea granulelor după sistemul cubic în care centrul granulelor corespunde cu colţurile cuburilor, iar porozitatea cea mai mică (25,95%) se realizează în cazul cînd centrul granulelor corespunde cu vîrfurile unui romb al cărui unghiuri sînt de 60° şi respectiv 120°.

Alţi cercetători (Graton şi Fraser,1935) arată că sînt mai multe posibilităţi de aranjare a granulelor în rocile necoezive şi în consecinţă şi porozitatea lor variază în limite foarte largi.

Dimensiunea granulelor şi mai ales uniformitatea dimensională a acestora are rol important în determinarea porozităţii totale; ea este cu atît mai mare cu cît dimensiunea granulelor este mai uniformă.

In ceea ce privește dimensionarea granulelor, aceasta variază în limite foarte largi, de la acele foarte mici, abea perceptibile cu ochiul, cum sînt la argile, pînă la galeții mari ce formează prundișurile și bolovănișurile.

După dimensiunea granulelor ce le constituie, rocile sedimentare se clasifică astfel:

- pelite (argile) cu Ø granulelor sub 0,005 mm
- aleurite (praful) cu Ø granulelor de 0,005-0,05 mm
- psamite (nisipul) cu Ø granulelor de 0,05 -2 mm
- psefite (pietrișul) cu Ø granulelor de peste 2 mm

O clasificare mai detaliată după granulometrie este dată în tabelul nr.10.

Tabel nr.10 - Tipuri de roci după granulometrie.

R o c a	diametrul granulelor
argilă	sub 0,002 mm
praful	0,002 - 0,02 mm
nisip făinos	0,02 - 0,1 mm
nisip fin	0,1 - 0,2 mm
nisip mijlociu	0,2 - 0,5 mm
nisip mare	0,5 - 2 mm
pietriș mărunt	2 - 5 mm
prundiș mare	5 - 10 mm
prundiș	10 - 100 mm
bolovani mici	100 - 300 mm
bolovani mari	peste 300 mm

BCU "I.C.CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Limita de 2 mm între pietriş şi nisip corespunde dimensiunii la care apar fenomenele capilare.

Obişnuit, rocile necoezive sînt constituite din granule de dimensiuni diferite, cele mai mici pătrunzînd în spaţiile libere dintre particulele mai mari.

Determinarea practică a dimensiunii granulelor de rocă, sortarea şi dozarea procentuală a lor se realizează prin analiza granulometrică. Pentru particulele a căror diametru este mai mare de o,o6 mm, această operaţie se face mecanic prin cernere succesivă cu ajutorul unor site a căror ochiuri, pătrate sau circulare, au dimensiuni diferite; particulele mai mici de o,o6 mm se separă prin decantare cu ajutorul pipetei.

Cunoscînd dimensiunea granulelor şi procentul în greutate corespunzătoare, se poate reprezenta grafic compoziţia granulometrică a rocii analizate prin diagrame cumulative, histograme sau curbe de frecvenţă (fig.19).

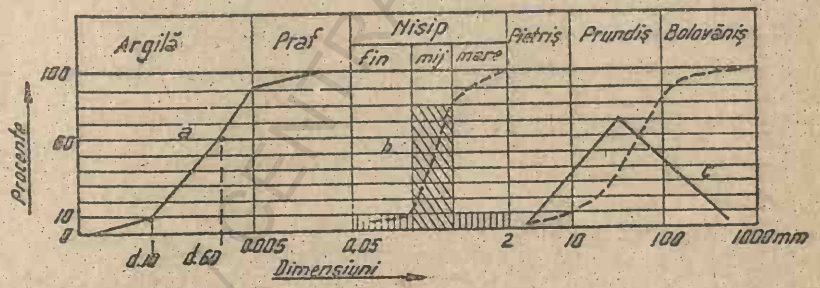


Fig.19. Reprezentarea compoziţiei granulometrice (după I.Preda şi colab.).

a) curba cumulativă; b) histogramă; c) curbă de frecvenţă d_{10} şi d_{60} - parametri pentru calcularea gradului de neuniformitate.

Pentru realizarea curbei granulometrice cumulative rezultatele analizelor sînt raportate pe un grafic semilogaritmic; pe un sistem de axe rectangulare se trec, în abscisă, logaritmul diametrelor granulelor (mm), iar în ordonată procentele din greutatea materialului constituit din granule mai mici decît diametrul corespunzător din absciz (fracţiuni cumulate). Cu cît rocile sînt mai uniforme, cu atît curbele granulometrice sînt mai aproape de verticală.

Curbele granulometrice cumulative fac posibilă determinarea parametrilor necesari pentru calcularea coeficientului de neuniformitate (U).

Coeficientul de neuniformitate (U) este raportul dintre diametrul corespunzător la 60% din greutatea materialului (d_{60}) şi diametrul efectiv (d_{10}), adică diametrul faţă de care 10% din granulele rocii analizate au dimensiuni mai mici. Deci

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}.$$

Se consideră că o rocă are granulometrie uniformă cînd U este mai mic de 2 şi variată cînd valoarea lui este peste 2.

Porozitatea rocilor este cu atît mai mare cu cît coeficientul de neuniformitate (U) este mai aproape de unitate.

Metodele de determinare ale porozităţii totale sînt: metoda absorbţiei, metoda greutăţii specifice şi metoda volumetrică.

a) Metoda absorbţiei constă în măsurarea cantităţii de apă care saturează porii unui volum determinat de rocă uscată. Dacă notăm cantitatea de apă de saturaţie (care corespunde cu volumul porilor) cu V_p şi volumul rocii uscate(volumul total)

Vt, obţinem coeficientul de porozitate din relaţia

$$p\ \% = \frac{Vp}{Vt} \cdot 100$$

De pildă, pentru a determina porozitatea unui nisip grosier, se poate utiliza o cutie cu dimensiunile 0,5x0,5x0,5 m, avînd pereţii etanşi, pe care o umplem cu nisipul în cauză; apoi el se toarnă apă pînă cînd aceasta nu se mai infiltrează. Să presupunem că s-au turnat 50 litri de apă. In acest caz, porozitatea va fi egală cu $\frac{0,050\ m^3}{0,5x0,5x0,5} = 0,4$ m sau 40%

Metoda dă erori deoarece este deranjată structura materială a rocii; de aceea se aplică pentru rocile cimentate, dar chiar şi în acest caz precizia este în funcţie de modul de îmbibare al probelor cu apă. Umplerea porilor este completă (100%) dacă saturarea cu apă se face sub presiune (50-100 atmosfere).

b) Metoda greutăţii specifice este cea mai simplă şi în acelaşi timp mai exactă.

Pentru aplicarea ei, trebuie să cunoaştem greutatea specifică şi greutatea volumetrică a rocii.

Greutatea specifică a rocii (γ) reprezintă greutatea unităţii de volum de rocă fără pori şi fisuri şi rezultă din raportul între greutatea granulelor de rocă uscată (fără pori) notată G şi volumul efectiv al acestora Vs. Deci

$$\gamma = \frac{G}{Vs}$$

Pentru nisip, greutatea specifică este cca 2,65 t/m^3, iar pentru lut 2,7 - 2,75 t/m^3.

Greutatea volumetrică a unei roci (δ) este greutatea

ei în stare naturală, cu pori şi fisuri; ea se exprimă prin raportul dintre greutatea particulelor de rocă (Gs) şi volumul total al rocii(împreună cu porii) în stare uscată (Vt) deci:

$$\delta = \frac{G_s}{V_t}$$

Pentru rocile detritice greutatea volumetrică este în medie 1,6 - 1,8 t/m^3.

Cunoscînd cele două caracteristici ale rocii (greutatea specifică şi greutatea volumetrică) se poate determina coeficientul de porozitate din relaţia:

$$p\,\% = (1 - \frac{\delta}{\gamma}) \cdot 100$$

De exemplu, o rocă loessoidă cu greutatea specifică γ = 2,7 şi greutatea volumetrică δ = 1,7 va avea porozitatea

$$p\,\% = (1 - \frac{1,7}{2,7}) \cdot 100 = 37\%$$

c) <u>Metoda volumetrică</u> constă în compararea volumului rocii cu volumul granulelor ei. In cazul aplicării acestei metode, se determină întîi volumul total al rocii (cu pori cu tot) notat Vt şi apoi volumul scheletului (volumul granulelor de rocă) Vs; diferenţa acestora dă volumul porilor Vp, adică

$$V_p = V_t - V_s$$

Porozitatea se determină folosind relaţia:

$$p\% = \frac{V_t - V_s}{V_t} \cdot 100 \text{ sau } p\% = \frac{V_p}{V_t} \cdot 100$$

Valoarea coeficientului de porozitate este totdeauna mai mică decît 100.

Porozitatea rocilor variază în funcţie de natura aces-

tora şi chiar în cadrul aceleiaşi categorii după cum rezultă din tabelul 11.

Tabel nr.11. Coeficientul mediu de porozitate al diferitelor roci (după G.A.Maximovici).

R o c a	p %
Roci eruptive	
Granit microcristalin	0,05 - 0,45
Granit macrocristalin	0,36 - 0,86
Diorit	0,25
Sienit	0,50 - 0,60
Bazalt	0,63 - 1,28
Roci metamorfice	
Sisturi argiloase	0,54 - 1,40
Sisturi silicioase	0,85 - 1,44
Roci sedimentare	
Argile de platformă	17,23 - 54,93
Argile de regiuni cutate	10,04 - 50,80
Loess	35,00 - 59,00
Nisip afînat	26,40 - 50,00
Nisip compact	11,20 - 29,50
Gresii	1,20 - 29,20
Calcar compact	0,67 - 2,55
Calcar oolitic	13,60 - 16,90

In cazul rocilor clastice, coeficientul de porozitate creşte odată cu micşorarea granulelor (tabelul 12). Aceasta se datoreşte faptului că suprafaţa de contact a rocii cu apa la rocile cu bobul fin este mai mare decît la cele cu bobul grosier.

De exemplu, 1 kg. dintr-o rocă cu granule de 0,1 mm ∅ are suprafaţa totală a porilor de 23 m^2, iar un kg de rocă cu dimensiunea granulelor de 10 mm are suprafaţa porilor de 0,23

m^2. Aşa se explică faptul că la prepararea betonului, cu cît pietrişul şi nisipul este mai mărunt, cu atît este nevoie de mai multă apă.

Tabel nr.12. Coeficientul de porozitate al unor roci clastice.

R o c a	p %
nisip grăunţos	39 - 41
nisip mărunt	41 - 48
nisip fin	44 - 49
gresie argiloasă fină	5o - 54

2. Porozitatea eficace (efectivă sau activă) reprezintă volumul total al golurilor prin care apa poate circula sub acţiunea forţei de gravitaţie. Ea corespunde capacităţii de restituire (cedare) a apei de către roci şi de aceea prezintă interes practic deosebit. Porozitatea eficace se determină ca raport între volumul de apă gravitaţională (Va) şi volumul total (V) exprimat în procente:

$$pe = \frac{Va}{V} \cdot 1oo$$

Porozitatea efectivă reprezintă cca 1o% din porozitatea totală a cărei valoare maximă ajunge la 47,64 din volumul rocii. Porozitatea efectivă scade odată cu micşorarea granulelor, fiind influenţată şi de aranjarea lor. Iată cîteva valori ale porozităţii efective:

- pietrişuri 25%
- pietriş şi nisip 2o%
- nisip fin, grezii 1o%

- argile şi pietriş, pietrişuri cimentate 5%

B. PERMEABILITATEA

Proprietatea rocilor de a lăsa să treacă apa sau alte lichide prin porii şi fisurile lor se numeşte permeabilitate. Unele roci, ca de pildă pietrişurile, nisipurile, gresiile friabile, care conţin numeroşi pori şi permit o circulaţie uşoară a apei se numesc roci cu permeabilitate omogenă sau directă, sau roci permeabile în mic. Altele, cum sînt rocile eruptive şi metamorfice, sau chiar unele roci sedimentare ca dolomitele, calcarele, au pori puţini şi fără legătură între ei, dar în schimb au multe fisuri şi goluri prin care apa circulă cu uşurinţă. Ele se numesc roci cu permeabilitate neomogenă, indirectă, sau roci permeabile în mare.

Argilele şi marnele, deşi au porozitate mare(peste 50%) sînt practic impermeabile pentru apă; acest fapt se datoreşte dimensiunii reduse a porilor, care se micşorează şi mai mult prin gonflarea particulelor de rocă la contactul cu apa. De aici, rezultă că permeabilitatea rocilor nu depinde de volumul total al porilor, respectiv de coeficientul de porozitate, ci de dimensiunea porilor.

După permeabilitate, rocile se împart în trei categorii:

a) roci permeabile (penetrabile sau acvifere) care au pori supracapilari permiţînd astfel o circulaţie foarte uşoară a apei; aşa sînt pietrişurile, nisipurile, grohotişurile, calcarele cu crăpături şi galerii mai mari etc.;

b) roci semipermeabile (semipenetrabile sau acviclude)

cu pori capilari şi subcapilari prin care apa circulă greu, şi numai sub presiune, ca de pildă argilele nisipoase, loessurile, calcarele poroase, unele gresii, etc.;

c) roci impermeabile (acvifuge) sînt rocile compacte ca de exemplu şisturile cristaline, rocile magmatice, calcarele compacte ş.a. In cazul cînd acestea au crăpături, devin permeabile.

In practică, caracterizarea cantitativă a permeabilităţii se face prin coeficientul de permeabilitate (Kp) numit şi coeficientul de filtraţie (Kf) sau coeficientul Darcy care are dimensiunile vitezei (lungime/timp).

In sistemul C.G.S., permeabilitatea se exprimă în cm/s. In unele cazuri, se foloseşte ca unitate de măsură darcy-ul al cărui valoare este de $0{,}966.10^{-3}$ cm/s sau cca.1.10^{-3} cm/s şi este definit ca permeabilitatea unei roci care filtrează 1 cm^3 de apă în timp de o secundă pe o suprafaţă de un cm^2, la un gradient normal de 1 atm/cm şi la temperatura de $20^{o}C$.

In hidrologie, în afară de coeficientul de permeabilitate Darcy, notat cu K sau Kf (coeficient de filtrare) se utilizează şi coeficientul de permeabilitate intrinsec numit şi coeficientul de infiltraţie (Ki); acesta are dimensiunile unei suprafeţe şi caracterizează fenomenul de pătrundere a apei într-un teren nesaturat (de pildă avansarea figurii de umezire la turnările experimentale pînă cînd aceasta atinge nivelul piezometric, sau pătrunderea naturală a apelor de precipitaţii).

Relaţia dintre coeficientul de filtrare şi cel de infiltraţie este următoarea:

$$Kf = Ki \frac{\delta a}{\mu}$$

în care: δ a este greutatea specifică a apei variind în funcţie de mineralizare.

μ este vîscozitatea apei, variind cu temperatura.

Permeabilitatea variază în funcţie de diametrul granulelor, fiind proporţională cu patratul acestuia; la un diametru mai mic de 1/100 mm, rocile sînt practic impermeabile.

Un rol important are şi suprafaţa specifică a granulelor, permeabilitatea rocilor fiind invers proporţională cu patratul ei; argilele, datorită suprafeţei specifice mari, nu permit filtrarea apei care este complet absorbită.

Temperatura, determinînd variaţiile vîscozităţii apei, influenţează implicit şi permeabilitatea rocii, care creşte odată cu temperatura. Pentru acest considerent, valoarea coeficientului de permeabilitate este dată la temperatura de 20^{0}C.

Coeficientul de permeabilitate Darcy variază în general între 10^{-2} şi 10^{-9} cm/s, după felul rocii.

Ţinînd seama de valoarea coeficientului de permiabilitate, rocile se pot clasifica astfel:

- roci foarte permeabile cînd Kf > 10 cm/s (exemplu pietrişurile);

- roci permeabile cînd Kf are valori între 10 şi 10^{-4} cm/s (ex.nisipuri cu pietriş);

- roci puţin permeabile la care Kf este între 10^{-4} şi 10^{-7} cm/s. (ex.nisipurile fine şi nisipurile argiloase);

- roci impermeabile cînd Kf < 10^{-7} cm/s (ex.argilele).

Cercetările au demonstrat că la scara timpului geolo-

BCU KLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

gic sînt permeabile de fapt şi argilele cu coeficientul de permeabilitate foarte mic, cca 10^{-11} cm/s. (I.Preda şi colab., 1971).

C. CAPACITATEA DE ABSORBŢIE SI REŢINERE A APEI

Capacitatea de absorbţie a apei sau capacitatea de înmagazinare este proprietatea pe care o au rocile de a primi şi păstra o cantitate oarecare de apă în porii lor.

Capacitatea de absorbţie este în funcţie de granulometrie, de gradul de îndesare al rocii şi de rezistenţa sa la contactul cu apa.

Această proprietate se exprimă prin coeficientul de absorbţie care rezultă din raportul dintre masa de apă reţinută de o probă de rocă în stare naturală şi masa aceleeaşi roci uscată la 105°C.

$$a\% = \frac{m_1 - m}{m} \cdot 100$$

unde:

- a este coeficientul de absorbţie (în procente)
- m_1 masa rocii cu apă (în g).
- m masa rocii uscată la 105°C (în g).

Absorbţia apei depinde de modul de saturare al rocii care se exprimă prin coeficientul de saturaţie (S); acesta rezultă din raportul dintre absorbţie la presiunea normală (ai) şi absorbţia la presiunea de 15s kg forţă/cm^2 (as).

$$S = \frac{a_i}{a_s}$$

După posibilităţile de absorbţie a apei, rocile se

împart în:

- roci cu o mare capacitate de absorbţie (argilele, turba);

- roci cu o capacitate mică de absorbţie (marnele, creta, nisipurile, loessul etc.);

- roci neprimitoare de umezeală (rocile eruptive masive, fără crăpături).

In legătură cu această proprietate pe care o au rocile, putem distinge: capacitatea de absorbţie completă (totală) şi capacitatea de absorbţie incompletă (capilară).

- Capacitatea de absorbţie completă (totală) este proprietatea rocii de a primi o cantitate de apă care să ocupe toţi porii săi.

- Capacitatea de absorbţie incompletă (capilară) este proprietatea rocilor de a menţine o cantitate de apă în porii capilari, atunci cînd ea este lăsată să curgă liber sub influenţa gravitaţiei.

In unele cazuri, ca de exemplu la argile, capacitatea de absorbţie completă coincide cu capacitatea de absorbţie capilară; argila, care absoarbe o cantitate mare de apă, o reţine toată, chiar în cazul cînd este saturată, datorită dimensiunii foarte reduse a porilor.

Situaţia este alta pentru pietrişuri care, deşi au capacitatea totală de înmagazinare a apei mare, capacitatea de absorbţie capilară este foarte redusă fiind limitată doar la apa care umezeşte suprafaţa granulelor.

BCU ARHIVA UNIVERSITARĂ LIBRARY

D. CAPACITATEA DE CEDARE A APEI

Prin capacitatea de cedare a apei se înţelege proprietatea pe care o are o rocă saturată pînă la umiditatea completă de a reda o parte din apă prin scurgere liberă sub influenţa forţei de gravitaţie. Această proprietate a rocilor are o mare importanţă practică întrucît permite să se determine volumul de apă care se poate obţine dintr-un teren acvifer.

Capacitatea de cedare a apei este proporţională cu dimensiunea porilor. Pietrişurile, de exemplu, au cea mai mare capacitate de cedare fiind urmate de nisipuri, în deosebi cele grosiere.

Argila şi marna, caracterizate prin porozitate mare (în jur de 50%), au capacitatea de cedare a apei aproape nulă din cauza fineţii porilor. Un nisip care conţine un procent mare de argilă poate totuşi să cedeze apa, dar în cantitate redusă, în general sub 20%.

Capacitatea de cedare a apei este caracterizată, de obicei, prin coeficientul de cedare al apei, care reprezintă raportul dintre volumul apei scurse şi volumul întregei roci; el se poate exprima şi în procente.

E. CAPILARITATEA

Rocile cu granule şi pori foarte mici, în general s 0,5 mm, permit apei subterane să se ridice deasupra nivelului freatic. Cu cît porii sînt mai mici, cu atît apa se ridică mai mult. Cercetările făcute au dus la concluzia că, în cazul unei roci a cărei granule au diametrul de 2,0 mm, înălţimea maximă

de ridicare a apei este de 114,3 mm; dacă diametrul granulelor se reduce la 1 mm, apa se ridică la 241,3 mm, iar în rocile a căror granule au diametrul de 0,16 mm, apa ajunge la 489 mm deasupra nivelului freatic (Hilgard,1906 citat de N.Kamenski).

Viteza ridicării capilare este foarte mică, necesitînd 80 de zile pentru a atinge cei 114,3 mm, 100 de zile şi respectiv 191 zile în celelalte două cazuri citate.

Atunci cînd diametrul granulelor este mai mare de 2,0 mm ridicarea capilară a apei, în mod practic, nu se mai constată.

4. FORMELE DE APA DIN ROCI

Caracteristicile şi dinamica lor

Rocile scoarţei terestre conţin anumite cantităţi de apă care se află sub diverse forme: sub formă de vapori în porii şi golurile nesaturate cu apă lichidă; sub formă de ioni şi molecule care sînt în strînsă legătură cu rocile, datorită constituţiei fizico-chimice a acestora, de unde şi numele de apă legată; apa în stare lichidă care circulă prin porii şi fisurile rocilor sub acţiunea forţei de gravitaţie, numită pentru aceasta şi apă liberă; în terenurile cu temperaturi sub 0°C, apa se găseşte şi în stare solidă sub formă de ghesaţă.

A. Apa sub formă de vapori se află în aerul care umple porii şi fisurile rocilor, provenind din atmosferă sau din procesele de evaporare în subteran.

Deplasarea vaporilor de apă se face în raport de elasticitatea lor care, la rîndul său, depinde de temperatură şi de umiditate; deplasarea se produce din zonele cu elasticitate ma-

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

re spre zonele cu elasticitate mai redusă, fie în interiorul scoarţei, fie între sol şi atmosferă de deasupra. De pildă, cînd elasticitatea vaporilor de apă din atmosferă este mai mare decît elasticitatea acelora care umple porii rocilor, apa, sub formă de vapori, se deplasează din atmosferă în aerul subteran, unde, în cazul scăderii temperaturii, condenseză şi se transformă în apă lichidă; dacă însă temperatura rocilor creşte, o parte din apa lichidă subterană va trece în stare de vapori, care, atunci cînd depăşesc elasticitatea celor din atmosferă, se deplasează către aceasta.

Deplasarea vaporilor de apă este deosebit de importantă pentru natură, deoarece asigură schimbul de umiditate dintre atmosferă şi stratele superficiale ale scoarţei terestre.

B. Apa legată de roci determină umiditatea naturală a acestora şi este de două feluri: apă legată chimic şi apă legată fizic.

a) Apa legată chimic de mineralele ce alcătuiesc rocile este aceea care intră în compoziţia lor sub formă de ioni de H^+ şi OH^- sau ca molecule, fiind strîns legată de scheletul cristalin al acestora. După felul în care se face legătura, se deosebesc: apă de constituţie, apă de cristalizare şi apă zeolitică.

- Apa de constituţie intră în compoziţia mineralelor sub formă de ioni ca de exemplu la mineralele din familia micelor. Fiind strîns legată de scheletul cristalin al mineralelor, apa de constituţie poate fi eliminată numai la temperaturi foarte înalte (400-500°C), specifice fiecărui mineral; eliminarea ei determină descompunerea mineralului.

- Apa de cristalizare intră sub formă de molecule în alcătuirea reţelei cristaline a mineralelor ca de pildă la gips ($SO_4Ca + 2H_2O$), mirabilit ($SO_4Na + 10\ H_2O$), sulfat de cupru ($CuSO_4 + 5\ H_2O$) ş.a.

Poate fi îndepărtată prin încălzire treptată la temperaturi ridicate, dar sub 400°C; eliminarea ei duce la transformarea calitativă a mineralului. De exemplu, gipsul la 107°C pierde o moleculă de apă, la 140°C trece în semihidrat $Ca\ SO_4 + 1/2\ H_2O$ (ipsos), iar la 170°C elimină toată apa transformîndu-se în anhidrit ($Ca\ SO_4$).

- Apa zeolitică (apă interreţea) se găseşte sub formă de molecule în reţeaua cristalină a zeoliţilor+) cum ar fi chabazitul ($Ca\ Na_2$) ($Al\ Si_2O_6$) $6\ H_2O$., Desminul ($Na_2\ Ca$) ($Al_2Si_6O_{10}$). $6\ H_2O$., Filipsitul (K_2Ca) ($Al_2Si_4O_{12}$). $4,5\ H_2O$ ş.a.

Apa zeolitică, fiind slab legată, se elimină prin încălzire treptată la temperaturi relativ joase (80°-120° → 400°C) fără a distruge reţeaua cristalină; ea poate fi apoi din nou absorbită, pînă la cantitatea iniţială, determinînd astfel schimbarea umidităţii naturale şi relative a rocilor cu zeoliţi.

Cantitatea de apă zeolitică este în funcţie de temperatură şi umiditatea mediului înconjurător.

Din cele arătate, rezultă că apa legată chimic se deplasează prin porii rocilor numai sub formă de vapori.

b) Apa legată fizic are o largă răspîndire, mai ales în

+)Zeoliţii sînt minerale a căror structură cristalină este formată din tetraedri de aluminiu, siliciu şi oxigen; se deosebesc de alte tipuri de reţele tridimensionale prin aceea că în ele golurile sînt ca nişte canale mai largi.

rocile cu granule mici, (argile, argile nisipoase, nisipuri argiloase etc.); ea înconjoară granulele minerale menţinîndu-se pe suprafaţa lor datorită acţiunii forţelor de atracţie moleculară, combinată, la granulele fine, cu forţele electrochimice.

Forţa exercitată asupra apei absorbită la suprafaţa mineralelor este foarte mare (10 mii kg/cm^2); valoarea ei scade cu distanţa faţă de suprafaţa mineralelor.

Apa legată fizic (adsorbită) este de două feluri: apă higroscopică şi apă peliculară (fig.20).

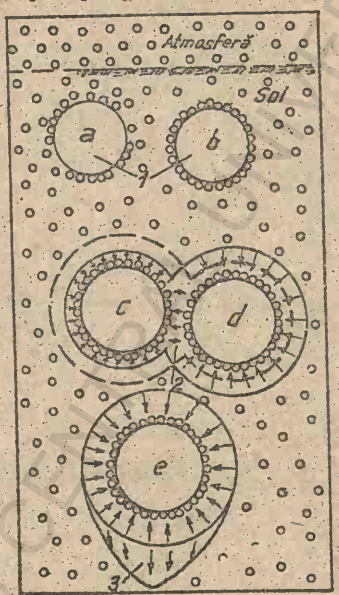


Fig.20. Forme de apă în roci.
a,b - granule cu apă higroscopică; a) - higroscopicitate incompletă; b)-higroscopicitate maximă; c,d)-granule cu apă peliculară cu grosime diferită. Apa peliculară se deplasează de la pelicula d la particula c pentru realizarea unei pelicule cu grosime egală; e)-particulă cu apă higroscopică şi peliculară. Apa peliculară în exces trece în apă gravifică. (după A.F.Lebedev).

- Apa higroscopică este legată prin forţele electromoleculare pe suprafaţa granulelor de rocă sub formă de molecule izolate (higroscopicitate incompletă) sau de strat continuu în jurul particulei solide (higroscopicitate maximă).

Moleculele de apă higroscopică sînt adsorbite din vaporii atmosferici sau din apele de infiltraţie şi de aceea cantitatea lor este în funcţie de umiditatea aerului şi a rocilor.

Conţinutul de apă higroscopică variază între 15%-18% pentru nisipurile medii şi 1,2%-0,5% pentru nisipurile grosiere. Ea cimentează rocile cu granule fine, în special argilele, dîndu-le aspect de corpuri solide cu coeziune mare.

Apa higroscopică nu se supune gravitaţiei, are greutate specifică 2,5, nu dizolvă sărurile, nu conduce curentul electric, nu transmite presiunea hidrostatică şi nu îngheaţă decît la temperaturi foarte scăzute, sub - 78°C.

Această apă, care nu poate fi utilizată de plante, se elimină prin încălzire la 105°C şi se deplasează sub formă de vapori.

- Apa peliculară (membranoasă) reprezintă al doilea strat de molecule de apă care îmbracă particulele minerale cu o peliculă mai subţire sau mai groasă, menţinîndu-se tot prin forţele de atracţie electromoleculare. Grosimea peliculei de apă variază de la cîteva miimi de micron la cîţiva microni.

In funcţie de mărimea forţei de atracţie intermoleculară, apa peliculară poate fi strînsă sau stabil legată şi slab sau labil legată; aceasta din urmă reprezintă partea cea mai îndepărtată faţă de granule de rocă şi trece treptat spre apa li-

beră.

Conţinutul de apă peliculară variază între 40% şi 5% pentru argile şi 3% - 1,5% pentru nisipuri.

Apa peliculară este densă, nu transmite presiunea hidrostatică, îngheaţă sub 0° şi se deplasează atît sub formă de vapori cît şi în stare lichidă de la granulele de rocă cu pelicule mai groase spre altele cu pelicule mai subţiri, independent de gravitate (fig.2o-c,d).

Migrarea moleculelor de apă încetează cînd peliculele au grosime egală.

C. Apa liberă circulă prin spaţiile dintre granulele rocilor sub acţiunea forţelor capilare şi a gravitaţiei: ca atare, se poate deosebi apă capilară şi apă gravitaţională (gravifică).

a) Apa capilară umple porii şi fisurile capilare ale rocilor deasupra nivelului piezometric al apelor subterane.

Caracteristicile apei capilare nu se deosebesc de cele ale apei libere gravitaţionale, decît prin faptul că ea se poate ridica la oarecare înălţime contra forţei de gravitaţie şi nu se scurge în săpături. Poate fi însă eliminată din probe prin centrifugare.

Apa capilară transmite presiunea hidrostatică şi îngheaţă la temperaturi sub 0°, în funcţie de diametrul capilarelor şi de durata de îngheţ. Ea dă, coeziune aparentă rocilor şi mai ales nisipurilor.

Apa capilară circulă liber prin pori sub acţiunea forţelor capilare, rezultate din interacţiunea gravitaţiei şi a

tensiunei superficiale.

Intre forţa gravitaţiei şi tensiunea superficială sînt raporturi diferite în funcţie de diametrul porilor, natura materialului care constituie pereţii lor şi proprietăţile chimice ale lichidului. Forţa gravitaţiei atrage moleculele de apă în jos, acţiunea ei fiind proporţională cu cantitatea de apă liberă, deci cu diametrul porilor. Forţa de tensiune superficială atrage moleculele de apă în zonele cu umiditate redusă, deci în sus; valoarea ei este proporţională cu suprafaţa de contact a apei cu roca. In cazul porilor cu diametrul mare (pori supracapilari), forţa gravitaţiei depăşeşte valoarea tensiunei superficiale şi apa are o mişcare descendentă; la porii mici (capilari, cantitatea de apă fiind redusă, iar suprafaţa de contact a ei cu roca fiind mai mare, tensiunea superficială depăşeşte forţa gravitaţiei şi apa se ridică în pori.

Fenomenul de capilaritate se observă uşor dacă introducem în apă partea inferioară a două tuburi de sticlă cu diametre diferite, unul mic sub 0,5 mm şi altul mare, peste 2 mm; se constată astfel că apa rămîne la nivelul din vas în tubul supracapilar şi urcă în cel capilar fiind solicitată de tensiunea superficială. La partea superioară, în contact cu aerul, coloana de apă formează un menisc concav spre exterior.

Înălţimea ascensiunii capilare este proporţională cu valoarea tensiunii superficiale, care scade cu creştarea temperaturii, şi invers proporţională cu diametrul capilarelor, cu gravitaţia şi cu greutatea specifică a lichidului care depinde de conţinutul sărurilor dizolvate.

In funcţie de locul de formare şi de modul de comportare, apa capilară poate fi ascendentă şi descendentă.

Apa capilară ascendentă este situată deasupra nivelului freatic. Curentul de apă este orientat pe verticală în sus, iar înălţimea finală de ascensiune creşte cu micşorarea dimensiunii granulelor şi a porilor de la cîţiva centimetri în cazul nisipurilor la cîţiva metri pentru argile cum se poate constata din tabelul nr.13.

Tabel nr.13. Înălţimea limită a ascensiunii capilare la unele roci (după E.Liteanul, 1953).

Roca	H cm	Roca	H cm
Nisip grosier	2 - 3,5	Nisip argilos	12o - 35o
Nisip mediu	15 -35	Argile nisipoase	35o - 65o
Nisip fin	35 -12o	Argilă fină	65o -12oo

Viteza ascensiunii capilare are valoare maximă la început şi scade treptat, pînă la oprire, pe măsură ce creşte înălţimea coloanei de apă.

In ce priveşte timpul în care se produce ridicarea capilară a apei, se constată că fenomenul se termină repede în cazul granulaţiei grosiere şi durează în jur de un an la argile. Iată cîteva date după cercetări experimentale (Hilgard, 1906) privind înălţimea şi timpul de ridicare capilară a apei în roci sedimentare în funcţie de mărimea granulelor(tabel nr.14.)

De înălţimea capilară trebuie să se ţină seama la construcţiile de drumuri şi la construcţiile civile, deoarece apa capilară poate produce umezirea zonelor vecine.

Apa capilară descendentă se găseşte suspendată în solul vegetal şi la o adîncime mică în subsol pe traseul apei care se infiltrează spre stratul freatic. Apa capilară suspendată, spre deosebire de cealaltă (ascendentă), nu transmite presiunea hidrostatică şi hidrodinamică. Nu se deplasează sub acţiunea gravitaţiei şi trebuie deci considerată ca apă de reţenţie.

Tabel nr.14. Înălţimea şi timpul ascensiunii capilare (după Hilgard,1906).

Diametrul granulelor mm	Înălţimea maximă a ascensiunii cm	Numărul de zile(24 h) necesare pentru a atinge înălţimea maximă
2	11,43	80
1	24,13	100
0,5	27,94	138
0,3	33,02	188
0,16	48,89	191
0,12	66,67	158
0,072	88,30	144
0,047	135,2	160
0,025	266,7	300
0,016	309,9	475

Apa capilară suspendată se menţine în porii rocilor după încetarea precipitaţiilor cu condiţia ca raza meniscului de la partea inferioară a coloanei de apă să fie mai mare decît raza meniscului din partea superioară a sa, altfel, apa intră sub influenţa gravitaţiei şi se desprinde de capilar sub formă

de picături.

b)Apa liberă gravitațională este apa care se găsește în porii și în fisurile mari ale rocilor asupra cărora acționează prin dizolvare, presiune hidrostatică și hidrodinamică. Are proprietățile obișnuite ale apei lichide și se deplasează sub influența gravitației în picături sau șuvițe după legile hidrodinamicei. Acest tip de apă face de fapt obiectul hidrogeologiei.

Mișcarea apei libere gravitaționale se produce ca efect al acțiunii forței de gravitație și a diferenței de presiune dintre zonele cu nivel mai ridicat al apei și cele cu nivelul mai coborît. Sensul de circulație al apei poate fi vertical, lateral sau mixt (vertical și lateral), în funcție de umiditatea rocilor și de distribuirea porilor sau fisurilor.

- Circulația pe verticală a apei are loc în zona de aerație unde pătrund apele meteorice care refac rezervele apei de retenție (higroscopică și peliculară); surplusul rămas își continuă drumul pînă la atratul freatic pe care-l alimentează contribuind la ridicarea nivelului hidrostatic al acestuia.

Mișcarea aceasta descendentă a apei, prin porii și fisurile rocilor nesaturate, se numește infiltrație sau percolație.

Forțele active ale infiltrației - gravitatea și capilaritatea - a căror rezultantă este verticală, întîmpină drept rezistență forțele de fiecare dintre apă și granulele rocii precum și contrapresiunea exercitată de aerul existent în porii rocilor.

Infiltraţia este influenţată şi de o serie de factori secundari cum sînt: natura terenului, vîscozitatea apei (care la rîndul său depinde de temperatură), presiunea, conţinutul de săruri dizolvate în apă ş.a. Caracterul infiltraţiei depinde, de asemenea, de existenţa sau lipsa legăturii cu stratul freatic.

Rezultă din cele arătate, că infiltraţia este un fenomen foarte complex al cărui parametri sînt în strînsă interdependenţă şi variază substanţial în funcţie de condiţiile locale.

Infiltraţia apei în roci se face cu viteză diferită; în general, se observă o întîrziere între producerea precipitaţiilor şi creşterea nivelului piezometric, durata fiind în funcţie de anotimp, granulometria rocilor şi adîncimea stratului acvifer în cauză.

Regulile matematice de generalizare privind debitul şi viteza de infiltraţie a apei se pot stabili pentru rocile cu porozitate omogenă; acest lucru nu este posibil pentru rocile fisurate în care mişcarea descendentă a apei variază foarte mult de la un caz la altul.

- Circulaţia laterală se produce în zona de saturaţie completă a rocilor cu apă şi este în funcţie de mediul în care se deplasează apa şi de proprietăţile ei.

Fenomenul de curgere a apei subterane poate fi mai uşor urmărit în rocile permeabile în mic (prin porozitate), omogene şi izotrope (cu granulometrie uniformă şi permeabilitate în toate direcţiile), sprijinite pe un strat impermeabil.

5. LEGILE PRINCIPALE ALE CIRCULAȚIEI APELOR SUBTERANE LIBERE

S-a constatat experimental (Reynold,1883) că mișcarea apei subterane prin mediile poroase este laminară cînd porii și vitezele sînt mici și turbulentă cînd porii și vitezele sînt mari. Acest lucru se poate demonstra cu ajutorul unui vas dreptunghiular cu apă prin al cărui perete lateral trece un tub cilindric, orizontal, prevăzut cu un robinet la capătul exterior, care este cotit, și avînd posibilitatea de a i se introduce la capătul interior o pîlnie în unghi drept în care se toarnă apă colorată. (fig.21).

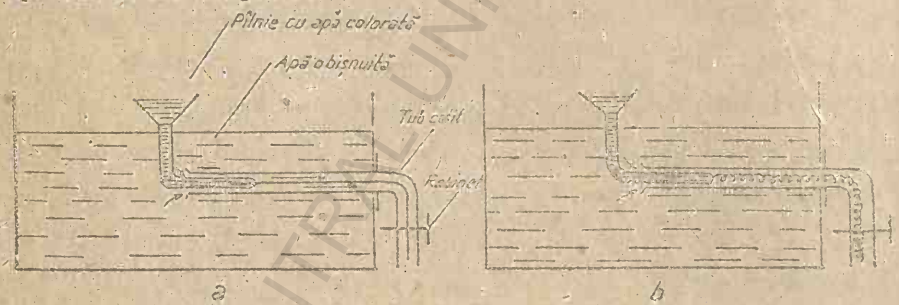


Fig.21. Aparatul lui Raynold pentru experimentarea modului de curgere a apei prin roci:
a) la viteză mică, curgerea apei este laminară;
b) la o viteză mare curgerea devine turbulentă (după G.Castagny, din I.Preda,1971).

Deschizînd robinetul ca apa să curgă cu viteză mică, se observă că apa colorată se menține ca un filet individual, stratele de apă alunecînd unele peste altele fără a se amesteca. In acest caz apa are o curgere laminară. Dacă mărim însă viteza de curgere a apei, constatăm că, la un moment dat, filetul colorat se răsucește și se dispersează formîndu-se o curgere turbulentă.

Viteza la care se face trecerea de la mişcarea laminară la cea turbulentă se numeşte <u>viteză critică</u>. Valoarea ei este invers proporţională cu diametrul porilor şi cu temperatura apei.

Prin analogie cu apele de suprafaţă, un curent subteran are următoarele elemente hidraulice:

Q - debitul curentului de apă

ω - secţiunea vie a curentului

p - presiunea într-un punct al curentului

v - viteza de curgere; în mediile poroase se disting două viteze:

<u>viteza reală</u> (Vr) care reprezintă spaţiul parcurs de debitul lichid în timp de o secundă prin porii rocii permeabile;

<u>viteza de filtrare</u> (Vf) care este o viteză medie, deoarece debitul este raportat la întreaga secţiune (pori şi granule).

Relaţia între aceste viteze este:

$Vr = \frac{Vf}{n}$ în care n este porozitatea.

Porozitatea n avînd valori subunitare rezultă că viteza reală de curgere este totdeauna mai mare decît viteza de filtrare.

a) <u>Curgerea laminară</u> se produce într-un mediu cu porozitate oarecum omogenă şi fin granulară (argile, luturi, nisipuri argiloase ş.a.) în care filetele de apă sînt continui, rectilinii şi paralele cu axul de curgere.

In asemenea situaţii, potrivit studiilor experimentale ale lui H.Darcy (1856), viteza de curgere a apei subterane(Vf)

este proporţională cu coeficientul de permeabilitate a rocilor (K) şi cu panta hidraulică (I) adică

$$Vf = K.I$$

Această relaţie este cunoscută sub numele de legea lui Darcy.

Coeficientul de permeabilitate (coeficientul de filtrare) K poate fi definit ca o valoare a vitezei unui curent laminar printr-un mediu poros, omogen şi izotrop[x], saturat, cînd panta hidraulică este unitară. El se exprimă în cm/s, variază între 10^{2} şi 10^{-9} şi depinde atît de proprietăţile mediului poros cît şi de cele ale fluidului care îl străbate.

Panta hidraulică (gradientul hidraulic), I, reprezintă raportul dintre diferenţa nivelelor piezometrice (h1-h2) între două puncte A. şi B, de pe direcţia de curgere şi distanţa(l) între proiecţia acelor puncte (fig.22).

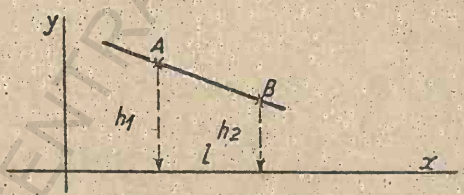


Fig.22. Schema elementelor de calcul pentru gradientul hidraulic.

De aici, rezultă că valoarea gradientului hidraulic pentru acele puncte se calculează după relaţia:

---

x) Izotrop, un corp cu proprietăţi fizice identice în toate direcţiile.

$$I = \frac{h_1 - h_2}{l}$$

Dacă ne referim la debitul de apă filtrat (Q), se poate spune că acesta este proporţional cu coeficientul de permeabilitate (filtrare), cu panta hidraulică şi cu suprafaţa secţiunii transversale a rocii:

$$Q\ m^3/s = K.I.S.$$

Viteza de filtrare determinată după legea lui Darcy este o viteză aparentă (redusă) deoarece debitul Q este raportat la toată suprafaţa secţiunii de rocă - cuprinzînd atît porii cît şi granulele.

In realitate, secţiunea de curgere este limitată la porozitatea totală (n) şi mai precis la cea eficace, deci este S.ne.

Viteza reală efectivă rezultînd din relaţia:

$$Ve = Q/S.ne = K.I/ne$$

corespunde cu viteza măsurată prin metodele: colorimetrică, electrometrică, radioactivă (izotopi radioactivi) care constau din introducerea substanţei indicatoare în puţurile din amonte şi identificarea ei după un timp în puţurile din aval.

In acest caz, viteza de filtrare (V) se obţine raportînd distanţa (l) dintre puţuri la timp (t):

$$V = \frac{l}{t}$$

Limitele de aplicabilitate ale legii lui Darcy sînt determinate de caracteristicile curgerii (viteză, gradient hidraulic, numărul lui Reynold) şi de particularităţile terenului

acvifer (temperatura, porozitatea eficace şi permeabilitatea).

In condiţii normale de curgere, pentru viteză mai mică decît cea critică, legea lui Darcy se aplică pentru rocile permeabile care au diametrul efectiv al granulelor (de) între 0,01 mm şi 3 mm, coeficientul de neuniformitate (n) sub 5, panta hidraulică (I) între 0,03% şi 1% şi numărul Reynold (Re) pînă la valoarea 1[x)] (în conducte legea rămîne valabilă pînă la Re≈ 2300 - din M.Pascu,1968).

b) Curgerea turbulentă a apei subterane este frecventă, realizîndu-se atît în rocile poroase cu granule mari cît şi în rocile cu fisuri largi sau în carst; ea poate să apară chiar şi în roci permeabile omogene, atunci cînd viteza de circulaţie a apei depăşeşte viteza critică.

In mişcarea turbulentă, traiectoriile particulelor de apă se intersectează continuu şi neregulat producîndu-se şi deplasări transversale pe direcţia generală de circulaţie, asemenea curgerii apei în rîuri şi canale.

Viteza de filtrare a apei în acest caz se exprimă prin formula lui Chézy - Krasnopolski:

$$V = Kf.\ c\sqrt{R.I.}$$ în care:

V - este viteza de curgere (cm/s);

Kf- coeficientul de permeabilitate (cm/s);

c - coeficientul empiric în legătură cu rugozitatea fisurilor şi macroporilor;

---

x) diametrul efectiv (de) corespunde cu diametrul maxim al granulelor, celor mai mici care ar fi separate în proporţie de 10% din totalitatea fracţiunilor granulometrice, atunci

R - raza hidraulică rezultînd din raportul dintre suprafaţa secţiunii de curgere şi perimetrul udat;

I - gradientul hidraulic $(\frac{h}{l})$.

Considerînd că produsul f.C $\sqrt{R}$ este egal cu coeficientul de curgere turbulentă (K_t), corespunzător coeficientului de permeabilitate, se poate scrie:

$$V = K_t . \sqrt{I}$$

Din această relaţie, rezultă că viteza de curgere în regim turbulent este proporţională cu rădăcina pătrată a gradientului hidraulic.

Debitul se calculează făcînd produsul între viteză şi suprafaţa secţiunei curentului de scurgere (S), deci:

$$Q = S . K_t . \sqrt{I}$$

c) Curgerea în regim mixt (laminar - turbulent) are loc în rocile cu mari variaţii granulometrice, ceea ce determină pe intervale scurte un regim mixt, cu caracter laminar în porii mici şi turbulent în spaţiile mari. In acest caz, viteza de curgere poate fi calculată după formula lui O.Smreker:

---

cînd coeficientul de neuniformitate este mai mic de 5; - coeficientul de neuniformitate (u) exprimă raportul dintre diametrul granulelor corespunzînd cu 60% şi respectiv 10% din totalitatea fracţiunilor compoziţiei granulometrice

$$u = \frac{d\ 60}{d\ 10}$$

- Numărul lui Reynold (Re) este un număr adimensional rezultat din raportul dintre viteza medie (V), diametrul curgerii - respectiv al porilor (d), greutatea specifică (δ) a lichidului şi viscozitatea (μ)

$$Re = \frac{V . d . \delta}{\mu}$$

$$v_f = K_m \cdot I^{1/m} \qquad \text{iar}$$

$$Q = K_m S \cdot I^{1/m}$$

Parametrul m depinde de permeabilitatea rocilor şi are valori cuprinse între 1 şi 2 pentru rocile permeabile prin porozitate şi între 1,75 şi 2 pentru rocile permeabile prin fisuri. Valoarea acestui parametru, ca şi a coeficientului K, se determină în fiecare caz separat prin pompări din puţuri de încercare.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

C A P I T O L U L VI

STRATELE ACVIFERE

Apa care pătrunde în sol sub acţiunea gravitaţiei se infiltrează pînă cînd ajunge la un strat impermeabil. In contact cu acesta, nemaiavînd posibilitatea să se infiltreze, apa saturează rocile permeabile de deasupra, pînă la un nivel oarecare. Rocile saturate se numesc roci acvifere, iar apa pe care o conţin constituie stratul acvifer sau pînza de apă subterană.

In funcţie de natura porozităţii rocilor în care se acumulează apa, straturile acvifere pot fi: strate de interstiţii, strate de fisuri fine şi strate în rocile de fisuri largi.

Stratele acvifere de interstiţii sînt omogene cînd se găsesc în roci cu compoziţie granulometrică uniformă pe toată întinderea şi grosimea lor, sau neomogene în cazul rocilor cu variaţii granulometrice pe verticală şi pe orizontală, sau în cazul celor fisurate.

După modul cum sînt aşezate, se disting două tipuri principale de strate acvifere: strate acvifere libere care nu sînt acoperite de roci impermeabile şi se pot alimenta pe toată suprafaţa lor din apele de infiltraţie; strate acvifere captive, acoperite de roci impermeabile astfel că alimentarea lor se face numai pe o porţiune restrînsă, unde stratul impermeabil a fost îndepărtat.

Partea superioară a stratului acvifer este limitată de suprafaţa piezometrică sau nivelul piezometric.

Nivelul piezometric este nivelul la care presiunea apei este egală cu presiunea atmosferică; dacă la stratele acvifere libere, nivelul piezometric corespunde cu suprafaţa reală a apei, în cazul stratelor captive, el corespunde unei suprafeţe fictive situate deasupra feţei inferioare a acoperişului impermeabil, pe care uneori îl poate depăşi.

Noţiunile de suprafaţă hidrostatică şi nivel hidrostatic, caracterizînd stratele acvifere fără scurgere, rar întîlnite în condiţii naturale, se utilizează la caracterizarea nivelului apelor subterane măsurate în foraje şi fîntîni, la un moment dat.

1. Stratele acvifere libere

Stratele acvifere libere se formează cum s-a spus, deasupra primei pături de roci impermeabile astfel că pot fi alimentate, din infiltraţii, pe toată suprafaţa lor. Fiind, în general, apropiate de suprafaţa topografică, ele sînt interceptate de fîntîni, de unde şi numele de strato freatice (freas-fîntînă).

Ansamblul elementelor care sînt în legătură cu stratul acvifer formează un sistem hidraulic; el cuprinde stratul de apă subteran, rocile acvifere, zona de aeraţie etc., şi poate fi analizat atît în sens vertical cît şi în plan orizontal.

A. Părţile componente ale stratului acvifer.

O secţiune verticală într-un sistem hidraulic simplu cum este cazul unui strat acvifer liber (fig.23) permite să se distingă, plecînd de la bază, următoarele componente:

- patul impermeabil care este un teren mai puţin permeabil decît acviferul; poate fi deci constituit din roci acvifuge sau chiar acviclude (Meinzer,1923);

- zona de saturaţie alcătuită din roci permeabile (rocile acvifere) în care se acumulează apa formînd stratul acvifer (pînză de apă subterană), limitat la partea superioară de nivelul piezometric.

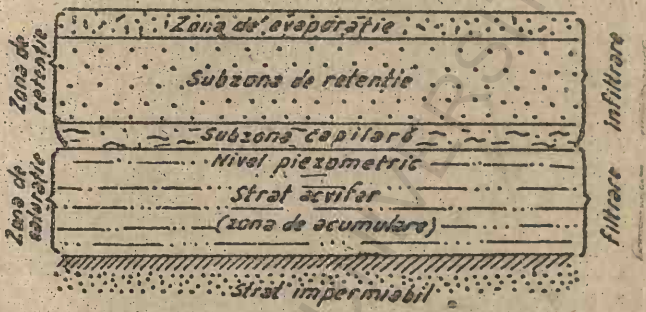


Fig.23. Elementele unui strat acvifer în secţiune verticală.

In zona de saturaţie se întîlneşte apă de retenţie (higroscopică, peliculară, şi apă capilară izolată - suspendată), apa capilară continuă şi apă gravitaţională care poate alimenta fîntînile şi izvoarele.

- zona de aeraţie, situată deasupra celei de saturaţie, poate avea grosimi diferite, de la cîţiva centimetri pînă la cîteva zeci de metri. In interiorul ei se găsesc ape legate fizic, ape capilare continui şi în suspensie (fig.24).

Tipuri de apă		Apă higroscop.	Apă pelicul.	Apă capilară Izolată	Apă capilară Continuă	Apă gravifică
Zona de aerație	Subzona de evapotranspirație					
	Subzona de retenție					
	Subzona capilară					
Zona de saturație						

Fig.24.Repartiția tipurilor de apă pe zone de umiditate(după G.Castany,din I.Preda,1971).

După gradul de umiditate, zona aceasta se împarte în 3 subzone: capilară, de retenție și de evapotranspirație(fig.23).

- subzona capilară sau franja capilară apare ca un strat umed al terenului, situat deasupra zonei de saturație. Conține apă higroscopică, peliculară și capilară continuă, provenind din stratul acvifer.

Grosimea acestei subzone este în funcție de dimensiunea capilarelor; cu cît capilarele sînt mai mici, cu atît grosimea franjei capilare este mai mare, ajungînd, după calculele lui Cebotarev (1951), la 12 cm în nisipuri grosiere, la 60 cm în nisipuri fine și la cîteva sute de cm în argile.

Franja capilară urmărește oscilațiile nivelului piezometric, păstrîndu-și grosimea în cazul cînd alcătuirea granulometrică a rocilor nu se schimbă.

- Subzona de retenție (intermediară, după Meinzer) are în pori aer, vapori de apă și apă de retenție (higroscopică, peliculară și capilară izolată), care este suspendată, deasupra stratului acvifer, neavînd legături hidraulice cu acesta.

In mod practic, umiditatea acestei subzone se menţine aproape neschimbată; apa care circulă prin ea nu umple porii rocilor ci trece de pe o particulă pe alta sub formă de apă peliculară. Din această cauză, apa aceasta nu este în măsură să alimenteze izvoarele, fîntînele sau să fie folosită în scopuri gospodăreşti.

In timpul precipitaţiilor, se întîlneşte în această subzonă şi apă liberă care se infiltrează în adîncime sau se acumulează local sub formă de lentile de apă suspendate la diverse nivele, avînd încă caracter temporar şi fiind puternic influenţate de condiţiile meteorologice.

Grosimea subzonei intermediare este în medie de 0,5-2 m; sînt însă cazuri cînd poate ajunge şi la 10-20 m grosime sau poate lipsi.

- Subzona de evapotranspiraţie limitată la partea superioară de suprafaţa solului, conţine apă higroscopică, peliculară şi capilară izolată.

Evapotranspiraţia este aici foarte activă, întrucît această subzonă se află sub influenţa directă a climei locale şi a acţiunii omului.

In timpul secetelor, umiditatea subzonei de evapotranspiraţie poate să scadă foarte mult, uneori pînă la limita minimă, cînd atinge coeficientul de ofilire ce exprimă cantitatea de apă din sol care nu mai poate fi absorbită de plante; în schimb, în timpul ploilor, datorită infiltraţiei, se ajunge la umiditatea maximă. Grosimea acestei subzone este în funcţie de natura rocii, a climei şi a vegetaţiei. In zonele temperate ea ajunge

la 1-3 m.

In natură, există cazuri cînd subzonele amintite se suprapun, ca de exemplu atunci cînd stratul acvifer este foarte aproape de suprafaţa solului. In asemenea situaţii, subzona capilară contribuie la evapotranspiraţia apei freatice şi dacă apa are o mineralizare ridicată, se formează pe sol efloresceneţe saline, cum se întîlnesc frecvent în Cîmpia Jijiei.

B. Morfologia suprafeţii piezometrice.

Suprafaţa piezometrică nu este orizontală ci are forme variate în funcţie de mai mulţi factori: alcătuirea petrografică, existenţa faliilor, forma reliefului etc.

In linii generale, nivelul apelor freatice urmăreşte variaţiile suprafeţii topografice, dar într-o formă atenuată (fig.25).

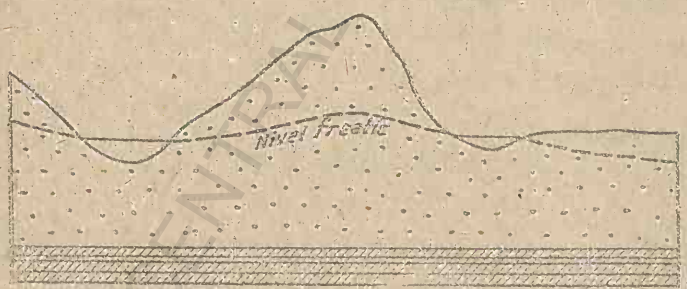


Fig.25. Modelarea nivelului freatic după formarea reliefului.

Suprafaţa piezometrică prezintă o morfologie cu forme pozitive şi negative şi cu ruperi de pantă comparabile suprafeţii terestre.

Formele pozitive ale suprafeţii piezometrice pot fi datorate unor neregularităţi ale substratului impermiabil (fig.26 a) sau unor lentile sedimentare mai permeabile (fig.26b).

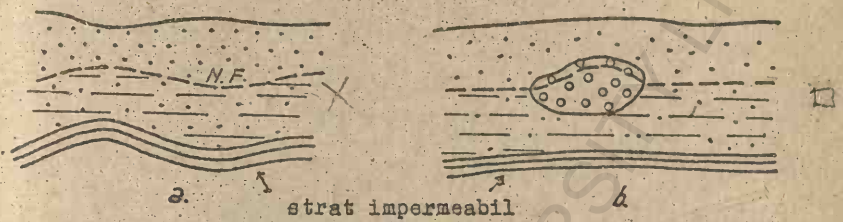


Fig.26. Forme pozitive pe suprafaţa piezometrică.

Formele negative se pot datora pierderilor de apă în adîncime prin fisuri ale patului impermeabil (fig.27 a), depresiunilor din substratul impermeabil (fig.27 b) sau unei lentile cu permeabilitate mai redusă (fig.27 c).

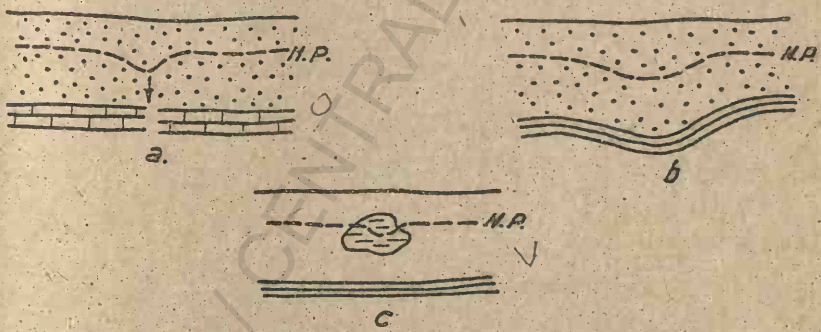


Fig.27. Forme negative pe suprafaţa piezometrică
-a) pierderi de apă în carst
-b) depresiune pe substratul impermiabil
-c) lentilă impermiabilă

Accidente naturale sau acţiuni antropice pot produce modificări ale nivelului freatic. Astfel, apariţia unei falii

care afectează stratul acvifer are ca urmare fie denivelarea suprafeţei piezometrice (fig.28 a), fie întreruperea sa marcată uneori prin izvoare (fig.28 b); creearea unei depresiuni pe cale naturală, prin tasare, sau săparea unui canal de către om

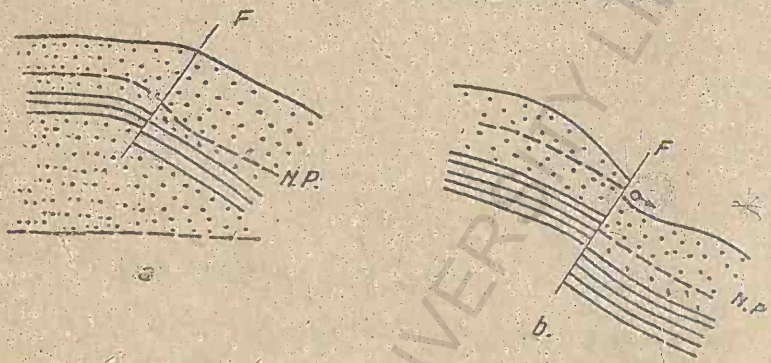


Fig.28. Influenţa unei falii asupra unui strat acvifer.
-a) denivelarea suprafeţei piezometrice
-b) întreruperea suprafeţei piezometrice.

au drept consecinţă coborîrea nivelului freatic (fig.29 a şi b): în acest caz, un sistem de şanţuri, săpate la anumite distanţe într-un sector mlăştinos, duce la desecarea terenului; în schimb, formarea unui lac de acumulare are drept consecinţă

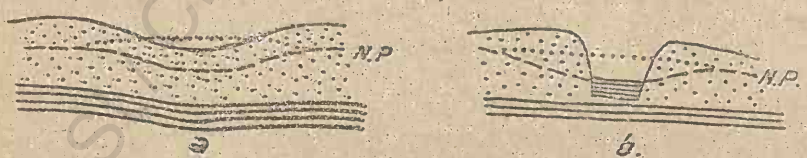


Fig.29. Coborîrea nivelului freatic prin formarea unei depresiuni (a) sau săparea unui canal (b) ... nivel iniţial ---- nivel coborît.

BCU IAŞI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

ridicarea nivelului freatic; acelaşi efect este şi în cazul alimentărilor locale prin irigaţii (fig.3o).

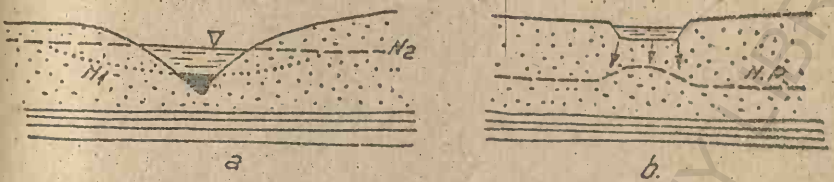


Fig.3o. Modificarea nivelului freatic prin cresarea unui lac (a) sau datorită irigaţiei (b).

Forma suprafeţei piezometrice se poate reprezenta grafic, ca şi suprafaţa topografică prin curbe de nivel numite izopieze sau hidroizohipse care unesc punctele cu egală altitudine ale nivelului piezometric; în acelaşi timp, prin izobate pot fi redate adîncimile la care se găseşte nivelul apei subterane (fig.31).

Nivelul piezometric prezintă o importanţă deosebită în ce priveşte acţiunile chimice care se petrec în partea superioară a litosferei. El limitează în scoarţa terestră două zone distincte; o zonă de alteraţie sau oxidaţie şi o zonă de cimentaţie.

- Zona de alteraţie, situată deasupra nivelului piezometric, corespunde parţial sau total cu zona de aeraţie. Aici se petrec fenomene de dizolvare, dezagregare şi descompunere determinate mai ales de bioxidul de carbon şi de oxigenul pe care îl conţine apa de infiltraţie. Rocile alterate, datorită diferiţilor silicaţi şi oxizilor de fier şi aluminiu din compoziţia lor, au în general culori mai închise (roşcate, galben-brune sau chiar negre).

- Zona de cimentaţie este situată sub nivelul piezometric. Substanţele dizolvate în partea superioară sînt depuse în

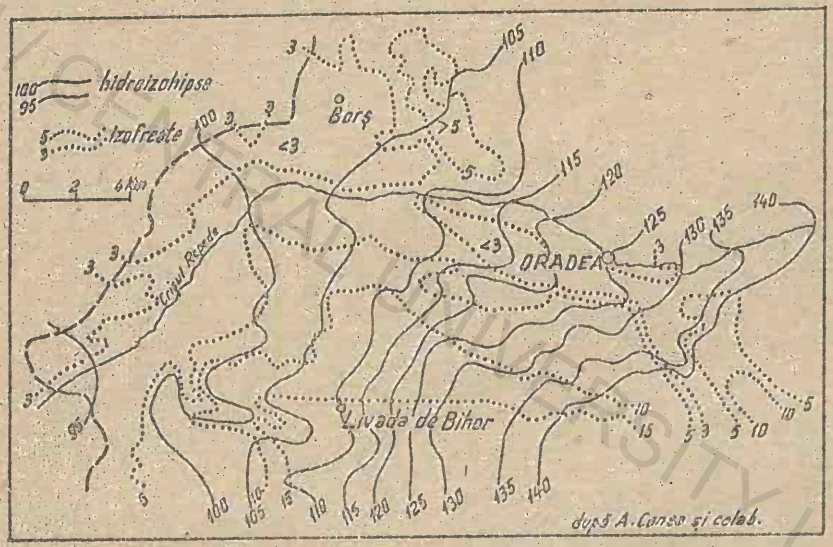


Fig.31. CÎMPIA ȘI DEALURILE ORADIEI - Hartă hidrogeologică -

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

porii şi fisurile rocilor din această zonă sub formă de carbonaţi de calciu şi de magneziu, bioxid de siliciu ş.a., contribuind la cimentarea lor.

În zona de cimentaţie, rocile sînt în general de culoare verde-albăstruie, datorită reducerii oxizilor şi prezenţei sulfurilor şi silicaţilor rămaşi neoxidaţi.

C. Tipuri de strate acvifere libere.

Stratele acvifere cu nivel liber prezintă o mare varietate în ce priveşte natura litologică şi morfologică a terenurilor în care sînt situate ; din acest punct de vedere se deosebesc următoarele tipuri :

a/. Strate acvifere din depozitele aluvionare ale şesurilor fluviatile.

Depozitele aluvionare, formate în lungul marilor rîuri ca rezultat al acţiunii de eroziune, transport şi sedimentare a acestora, sînt constiutite, în majoritatea lor, din materiale fine argilo-nisipoase la suprafaţă şi din elemente grosiere (nisipuri şi pietrişuri) în bază ; subordonat acestora se întîlnesc şi argile, mai ales sub formă de lentile.

Datorită structurii încrucişate, depunerile aluviale prezintă variaţii granulometrice importante atît în profil longitudinal cît şi transversal. Prin compoziţia lor granulometrică (psefite şi psamite), aluviunile rîurilor constituie o importantă rocă acviferă acumulînd mari rezerve de apă care, în condiţiile existenţei unui pat impermiabil, formează un strat freatic (fig 32).

Fig. 32. Strate acvifere în aluviunile de şes şi la baza teraselor

Grosimea diferită a aluviunilor (17 m pe Bistriţa la Pîngăraţi, 12 - 14 m în şesul Prutului, în jur de 7 - 9 m în albia Bahluiului la Iaşi şi 3 - 5 m pe afluenţii acestuia), explică adîncimile variate la care se află apa în aceste unităţi hidrogeologice.

Stratele acvifere din aluviunile şesurilor pot fi în diferite raporturi cu rîul. Astfel, nivelul apelor freatice poate fi

la aceiaşi altitudine cu nivelul rîului şi în acest caz are loc un schimb reciproc de apă, în funcţie de regimul rîului (fig 33 a)

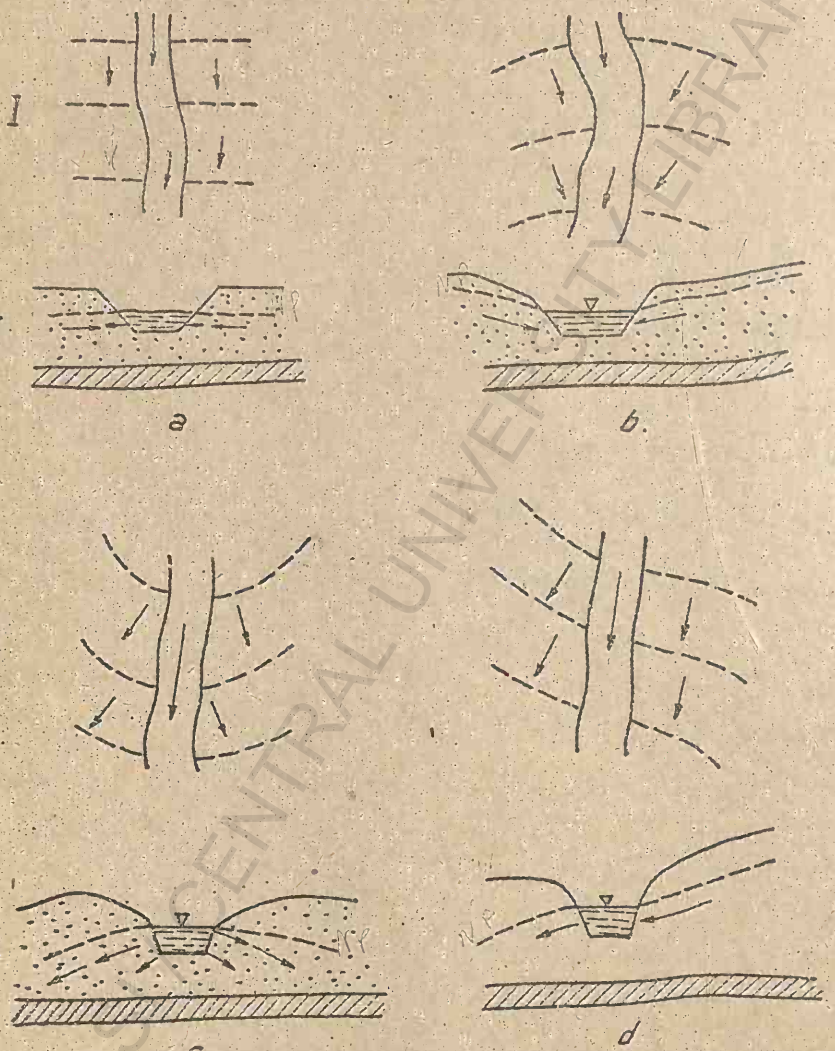


Fig. 33. Raporturile dintre straturile acvifere din aluviunile gesurilor şi apa rîurilor (I plan şi II în secţiune)

în cazul cînd nivelul apelor subterane are o poziţie superioară rîului, atunci acesta este alimentat de către stratul acvifer (fig. 33 b) ; iar dacă nivelul freatic se găseşte mai jos decît cel al rîului, atunci apa din albia acestuia se scurge către

stratul acvifer (fig 33 c).Sînt însă situaţii cînd de o parte apele subterane se scurg spre rîu,iar în partea opusă rîul alimentează stratul acvifer (fig. 33 d).

In afară de bogatele straturi acvifere din baza aluviunilor,cum este cazul în acele din şesul Prutului,Siretului,Moldovei,Bistriţei etc. se întîlnesc numeroase strate lenticulare situate la diverse adîncimi în zona de aeraţie a celui din bază. Aşa se explică faptul că alături de zone cu fîntîni adînci de 7 - 8 m sau chiar 10 m;apar şi fîntîni cu adîncimi mici (1-3 m) şi chiar zone de mlaştini.In perioadele de secetă prelungită, o parte din stratele acvifere lenticulare seacă.

Din apele de şes se alimentează multe localităţi rurale şi urbane (Suceava,Romanul,Bacăul ş.a.).

b).Stratele acvifere din baza acumulativului de terasă

Aceste strate acvifere sînt alimentate din precipitaţiile care cad direct pe suprafaţa lor şi lateral din apele de şiroire sau din ape subterane situate la nivele superioare (fig 32).

Rezervele de apă acumulate în aceste depozite sînt în funcţie de grosimea şi structura granulometrică a acumulativului, de suprafaţa de alimentare şi de regimul precipitaţiilor.Apa acestor strate este în general bună calitativ şi serveşte la alimentarea localităţilor ; chiar şi oraşul Iaşi s-a alimentat parţial cu apă de la baza terasalor Bahluiului (din D.Copou, D.Ciric).

c). Stratele acvifere de la baza conurilor de dejecţie alimentate atît direct din precipitaţii cît şi din apa rîurilor care le-a format (fig 34).

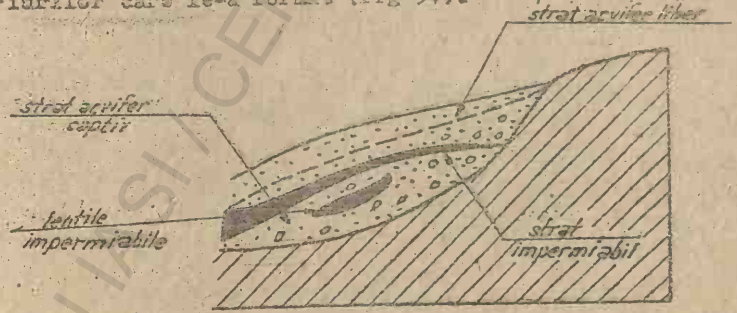


Fig.34 Strate acvifere intr-un con de dejecţie.

Ele pot constitui importante rezerve de apă,mai ales cînd sînt înmagazinate în prundişurile şi nisipurile unor conuri mari(co-

nurile rîurilor Ozana, Prahova, Teleajen ş.a.) Captările de la Timişeşeti din conul de dejecţie al Ozanei sînt principala sursă de apă potabilă a oraşului Iaşi.

d). Stratele acvifere de la baza loessurilor au o largă extindere mai ales în Cîmpia Română şi Dobrogea unde depozitele respective ating grosimi mari - pînă la 40 m.

Constituit din particule fine (cu diametrul predominant de 0,05 - 0,005 mm) şi cu crăpături specifice pe verticală, loessul are o porozitate apreciabilă (în medie 35 - 59 %) şi o capacitate mare de absorbţie a apei, dar un coeficient redus de restituire.

Stratele acvifere din rocile loessoide au rezerve mici de apă care este puternic mineralizată şi cu duritate ridicată.

Stratele acvifere se formează şi la baza luturilor eluviale de pe interfluviile sculpturale; ele au în general puţină apă, puternic influenţată de condiţiile climatice locale.

e). Stratele acvifere de la baza depozitelor deluviale alimentate direct din precipitaţii şi din apele subterane de la nivelele superioare, sau chiar din stratele captive ce se deschid pe versanţi, au rezerve mici de apă şi sînt în general influenţate de condiţiile meteorologice. Cantitatea şi calitatea apei este în funcţie de grosimea şi constituţia deluviului.

f). Stratele acvifere din depozitele morenaice, care au o largă răspîndire în Cîmpia Germană - Polonă, în nordul Cîmpiei Ruse, în Cîmpia Canadiană etc., variază după caracterul depunerilor. Strate acvifere de dimensiuni mici sînt chiar în valurile morenaice, pe lentilele impermeabile din structura acestora; cele mai importante se găsesc însă în zonele depresionare dintre valurile morenaice.

g). Stratele acvifere din rocile compacte cu fisuri mici sînt impropriu numite astfel deoarece, în asemenea roci cum sînt granitele, gnaisurile, bazaltele, şisturile cristaline ş.a., apa nu formează un strat continuu; ea stagnează sau circulă prin fisuri care adesea nu au legături între ele. (fig 35).

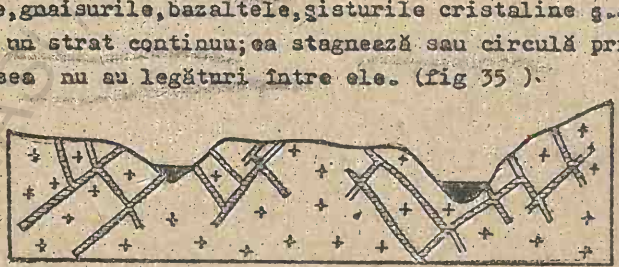


Fig. 35. Ape zibere în roci compacte fisurate.

h). Stratele acvifere din rocile compacte cu fisuri

largi şi profunde sînt caracteristice calcarelor, dolomitelor, gipsurilor etc., la aceste roci uşor solubile, mai ales sub acţiunea apei cu CO_2, se formează goluri mari sub formă de canale, galerii, grote, o complicată reţea carstică subterană, în a cărei configuraţie fisurile supracapilare au rolul principal.

In unele regiuni formate din calcare, rîurile dispar la un moment dat în crăpăturile şi golurile rocilor pentru a reapare la oarecare distanţă, uneori destul de mare, fie în cadrul aceluiaşi bazin hidrografic de suprafaţă fie în altul vecin. Aşa de exemplu, apele Dunării superioare dispar în Munţii Pădurea Neagră (în apropiere de Maringen şi Tutlingen), iar un afluent al rîului Sava (din bazinul Dunării) are trei sectoare exterioare numite Poik, Unz, şi Leibach, separate prin două porţiuni cu scurgere subterană.

Drenajul hidrologic subteran în carst se face în funcţie de fisuraţie, de distribuţia fisurilor în masa rocii, de forma şi dimensiunile golurilor, de raportul masivului calcaros cu rocile acviclude.

Circulaţia apei are caracter turbulent, cu schimbări bruşte de direcţie şi cu viteza variabile, în general mari, ajungînd uneori la sute de metri pe oră.

Trebuie să precizăm că în carst se poate vorbi mai mult de rîuri şi lacuri subterane şi nu de strate acvifere propriu zise. (fig 36).

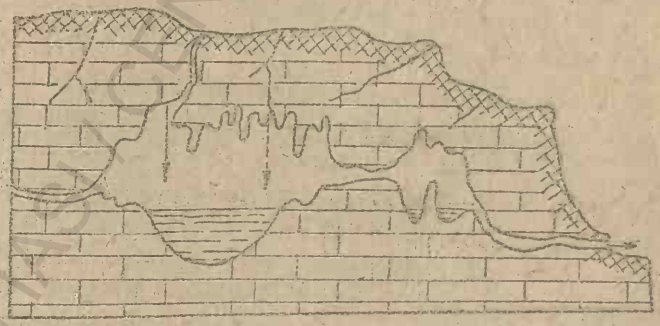


Fig. 36. Ape libere într-o regiune carstică

i). Stratele acvifere din zona litoralului marin prezintă anumite particularităţi.

In apropierea ţărmului marin sînt situaţii în care apele subterane dulci vin în contact cu apele sărate care au tendinţa de a se infiltra lateral.De cele mai multe ori,se stabileşte un echilibru natural între aceste două categorii de ape a căror contact poate fi diferit :fie că stratele freatice au legătură directă cu marea în cazul cînd lipsesc precipitaţiile,fie că apele dulci trec peste cele sărate,dacă sînt precipitaţii.In acest caz, pînza de apă dulce ia forma unei jumătăţi de lentilă (fig 37) plutind peste apa sărată infiltrată.

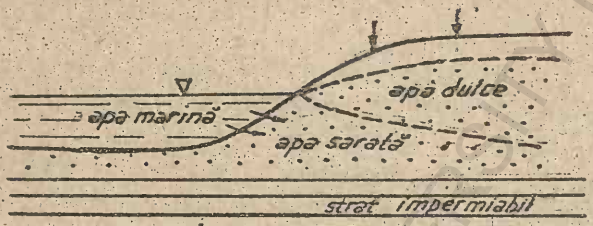


Fig.37 Contactul dintre apele dulci şi cele sărate în zona litorală

Dacă stratul de apă dulce se află într-o insulă,atunci el capătă o formă lenticulară,asimetrică,aşa cum se constată şi în cazul unei secţiuni verticale printr-un grind marin (fig.38).

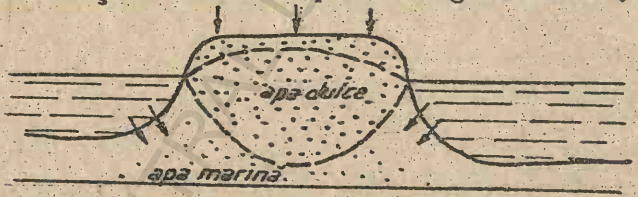


Fig. 38 Forma schematică a unui strat acvifer într-un grind marin,cu roci uniforme permeabile.

Lentila de apă dulce pluteşte pe suprafaţa apelor sărate în acelaşi mod ca icebergurile,datorită diferenţei de densitate dintre cele două feluri de apă şi a amestecului lent dintre ele în comparaţie cu rapiditatea alimentării prin infiltrarea precipitaţiilor.

Asemenea fenomene au fost observate în Grecia,Olanda, Belgia,Hawai etc.;la noi în ţară,fenomenul de plutire al apei dulci peste apa sărată marină a fost constatat în Delta Dunării,la Peritesasca,Histria,Chituc şi pe grindurile Letea şi Sărăturile unde grosimea stratului de apă dulce ajunge pînă la 3 m (I.Preda, P.Marcsi,1971).

Situaţii similare se întîlnesc în sudul Dobrogei,în localităţile de pe litoral,unde apele sărate pătrund în fîntîni ca

urmare a exploatării intense a apelor dulci.

Fenomene comparabile se pot forma şi în afara litoralului marin. Astfel, în zonele de crovuri din regiunile stepice, unde precipitaţiile infiltrate se răpîndesc pe suprafaţa apelor freatice mai sărate, se formează lentile subţiri de apă dulce exploatabilă, plutind în aceea mai sărată, şi deci mai densă ; aşa este cazul în Cîmpia Ialomiţei sau a Buzăului.

2.- Strate acvifere captive.

Stratele acvifere captive sînt acele strate care se află intercalate între două orizonturi de roci impermeabile, patul şi respectiv acoperişul sau tavanul. Ele se pot găsi în structuri orizontale, monoclinale şi cutate, mai rar în sedimentele cuaternare şi mai frecvent în depozite precuaternare, secţionate sau nu de văile rîurilor, uneori la zeci şi sute de metri sub suprafaţa topografică ; aceste din urmă sînt cunoscute sub numele de strate acvifere de adîncime. Menţionăm că în practica hidrologică din ţara noastră, în baza ordinului 31/1973 al Comisiei Republicane a rezervelor geologice, prin ape de adîncime se înţeleg : 1) apele cu nivel liber pentru care patul impermeabil este situat la adîncimi mai mari de 100 m, indiferent de poziţia nivelului mediu al apei în sistemul acvifer subteran; 2) apele sub presiune pentru care acoperişul sistemului acvifer este situat la adîncimi mai mari de 50 m indiferent de adîncimea patului impermeabil ; 3) apele minerale şi termale (Matei Dumitru ,1981).

La un strat captiv se deosebesc mai multe elemente constitutive (fig. 39):

a) zona de alimentare cu ape provenite din precipitaţii, din rîuri şi din pînze subterane libere ; ea are o suprafaţă relativ restrînsă şi este situată adesea la distanţe mari de zona de acumulare.

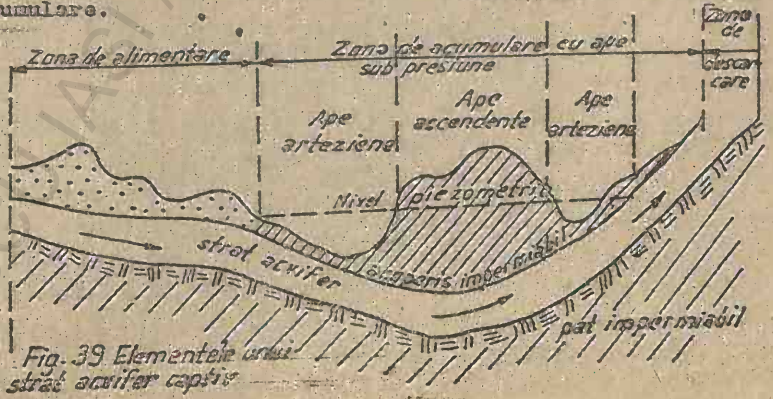


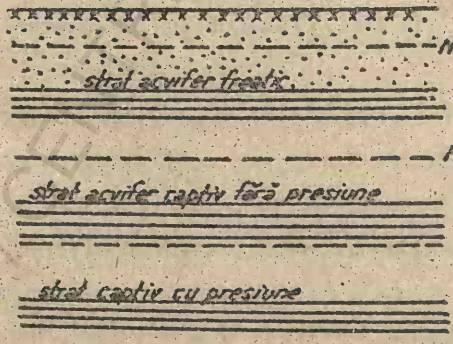
Fig. 39 Elementele unui strat acvifer captiv

b) zona de acumulare, unde apa este, de obicei, sub presiune şi

c) zona de descărcare prin care o parte din apă părăseşte stratul acvifer captiv prin izvoare. La stratele acvifere captive, nivelul piezometric se află deasupra suprafeţei pînzei de apă şi reprezintă înălţimea pînă la care se ridică apa în cazul deschiderei prin foraje ; el poate fi sub suprafaţa topografică sau deasupra acesteia în funcţie de presiunea apei. Morfologia suprafeţei piezometrice la stratele captive este mai greu de determinat şi de aceea se efectuează mai rar hărţi cu acest conţinut.

Valoarea presiunii apei din stratele captive depinde de structura rocilor în care se găsesc şi de poziţia zonei de alimentare, mai precis de diferenţa de nivel a apei din această zonă faţă de punctul considerat al stratului acvifer.

Dacă stratele acvifere captive sînt în structuri orizontale şi roca permeabilă este în întregime saturată, apa are o presiune slabă în comparaţie cu stratele acvifere captive din structurile monoclinale sau sinclinale, (fig.4o a); cînd roca magazin nu este complet saturată, stratul de apă, deşi captiv, nu are presiune (fig.4o b).



Ape arteziene şi ape ascensionale.

La stratele acvifere captive sub presiune, poziţia hipsometrică a forajului faţă de cota zonei de alimentare determină două categorii de ape : arteziene şi ascensionale sau subarteziene, numele fiind dat după regiunea Artois, bazinul Parizian, unde au fost studiate pentru prima dată.

Apele arteziene sînt cele care, prin presiune proprie

depăşesc suprafaţa solului atunci cînd sînt deschise prin izvoare sau foraje ;pentru acest considerent se numesc şi ape cu nivel piezometric pozitiv.

Apele ascensionale sau subarteziene sînt acele ape captive care,datorită presiunii, se ridică în foraje apre suprafaţa topografică pe care însă nu o depăşesc şi de acea se mai numesc ape cu nivel piezometric negativ .

Dacă într-o regiune există mai multe strate acvifere captive,fiecare are nivelul piezometric propriu,care poate fi deasupra sau sub suprafaţa solului.

Forajele care deschid acelaşi strat acvifer sub presiune pot avea apă arteziană sau ascensională în raport de poziţia lor hipsometrică faţă de zona de alimentare a stratului respectiv (fig 41).

Apele captive cu caracter artezian se găsesc în sinclinale ca de exemplu în bezinul Parizian,Bazinul Londrei,Bazinul Donetului etc.,sau în structurile monoclinale(în Cîmpia vestică a

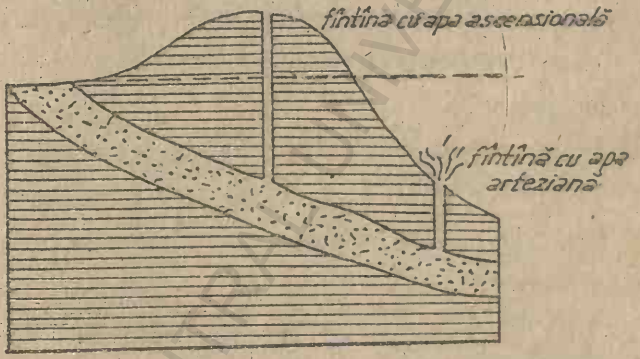


Fig. 41 Apă artizană şi ascensională din acelaşi strat acvifer

României, Depresiunea Getică, Podişul Moldovei etc.).

Dintre principalele regiuni de pe glob cu ape arteziene mai putem cita : Spania,Cîmpia Panonică,Dakota şi Nebraska în S.U.A.,Sahara,zona lacului Eyre în Australia etc.

Intre stratele acvifere libere,cele captive şi apele de suprafaţă pot exista legături în sensul că apele captive pot alimenta rîurile,lacurile sau stratele freatice şi invers,acestea,la rîndul lor,pot alimenta stratele captive.De asemenea, un strat acvifer liber dintr-o regiune oarecare poate deveni captiv în momentul cînd se intercalează între două strate impermeabile şi invers,unul captiv poate deveni liber cînd tavanul impermeabil este îndepărtat prin eroziune sau se deschide,cum este cazul pe vor-

sanţi (unde se formează stratele acvifere libere,deluviale) sau în conurile de dejecţie în care se găsesc intercalaţii impermeabile (fig 42).

Fig. 42 Strat acvifer liber (a) şi captiv (b) cu origine comună

3.-Regimul nivelului piezometric al apelor subterane

Variaţiile nivelului piezometric sînt determinate de mai mulţi factori între care un rol important are infiltraţia apei din reţeaua hidrografică de suprafaţă precum şi consumul pe diverse căi a apei acumulate în rocile acvifere.

Temperatura atmosferică influenţează indirect variaţiile de nivel determinînd valoarea evaporaţiei,felul precipitaţiilor (ploi sau zăpadă) şi condiţiile de absorbţie a lor în sol,prin îngheţul sau desgheţul acestuia.Influenţa factorilor amintiţi este mult mai intensă asupra apelor freatice la care alimentarea din apele vadoase şi consumurile prin evapotranspiraţie se face pe toată suprafaţa stratului,în comparaţie cu apele captive asupra cărora acţionarea factorilor meteorologici este mult redusă făcîndu-se simţită doar prin intermediul zonei de alimentare situată uneori, cum am văzut,la distanţe mari de zona de acumulare. Pentru acest considerent ne vom ocupa de regimul nivelului apelor freatice.

Variaţiile de nivel al apelor freatice,cauzate de factorii amintiţi,pot fi urmărite în timpul unui an sau într-o perioadă de mai mulţi ani.

Datorită mişcării lente a apelor freatice,creşterea nivelului lor se produce după un anumit interval de timp faţă de căderea precipitaţiilor;întîrzierea aceasta este în funcţie de caracterul ploii,de gradul de uscăciune a solului,de pantă,de grosimea zonei de aeraţie şi de viteza de infiltraţie a apei care,la

rîndul său, depinde de textura solului şi a rocii (fig. 43 a), ca şi de utilizarea terenului (fig. 43 b şi c).

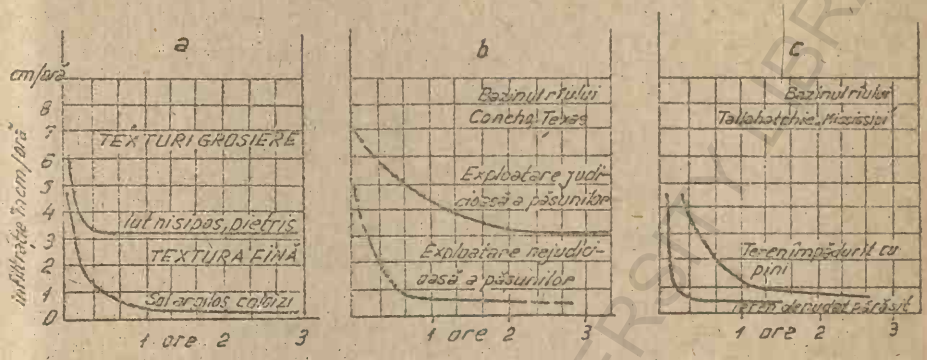


Fig 43. Capacitatea de infiltraţie în funcţie de textura solului şi de modul de folosinţă al terenului (după Scharman, Musgrave şi Foster).

Reprezentarea grafică a nivelului apei freatice şi precipitaţiilor pe luni pentru un foraj din Washington în perioada 1929 - 1931, care a fost neobişnuit de secetoasă, ilustrează ciclul anual distinct de ridicare şi coborîre a nivelului piezometric cu contraste sezoniere accentuate caracteristice regiunilor de la latitudini medii.

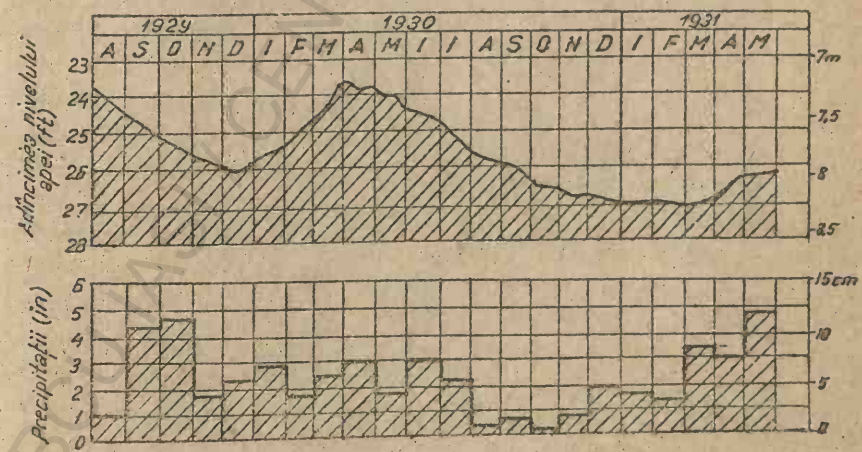


Fig. 44. Fluctuaţiile sezoniere ale nivelului apei într-un foraj din oraşul Washington (după Meinzer).

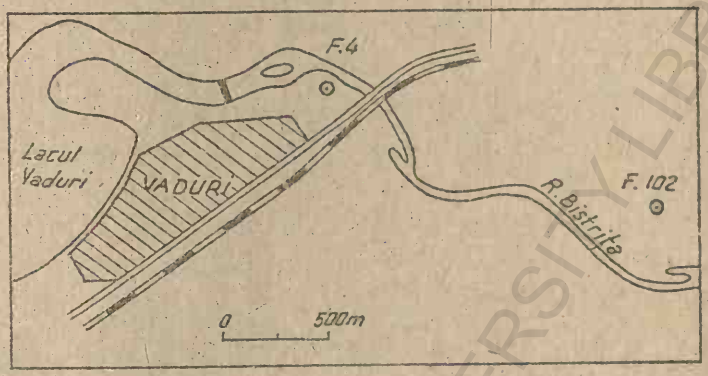
Se poate astfel constata că nivelul apei a coborît continuu spre sfîrşitul anului 1929, deşi cantitatea precipitaţiilor din septembrie şi octombrie a fost considerabilă ; această situaţie se explică prin faptul că solul şi zona de aeraţie au absorbit şi reţinut toată apa infiltrată, nepermiţîndu-i să ajungă la stratul freatic propriu zis. Către sfîrşitul iernii, cînd straturile din zonă au fost saturate cu apă, s-a produs şi ridicarea nivelului piezometric, ceea ce ilustrează alimentarea stratului acvifer prin infiltrări ale apei de la suprafaţă. La începutul verii 1930, nivelul apei a scăzut din nou deoarece, pierderile de umezeală prin evapotranspiraţie reduseseră cantitatea de apă din sol, astfel că toată apa de ploaie căzută a fost absorbită de acesta nemaiputîndu-se infiltra pînă la zona de saturaţie. În primăvara anului 1931, stratul freatic a prezentat din nou creşteri de nivel.

Rolul pe care îl au grosimea şi textura zonei de aeraţie în determinarea mărimei variaţiilor de nivel şi a timpului în care se produc acestea, sub influenţa factorilor meteorologici, rezultă şi din următoarele : topirea temporară a zăpezii în Iaşi, la sfîrşitul lunii noembrie 1975, provocată de creşterea temperaturilor zilnice minime şi maxime pînă la + 4°C şi respectiv +9°C a dus la ridicarea nivelului freatic cu peste 50 cm, în interval de o săptămînă, la stratul acvifer deluvial aflat la 2 m adîncime pe versantul văi Cîrlig, în timp ce creşterea nivelului apei aflată în terasa de 60 - 70 m altitudine relativă a Bahluiului (la Universitate), la 8 m adîncime, a fost de numai 20 cm, după 20 de zile de la producerea fenomenului meteorologic amintit.

Vriaţiile nivelului freatic provocate de apele superficiale sînt cele mai însemnate prin mărimea lor; în apropierea unor rîuri mari, ele pot atinge uneori mai mulţi metri. Regimul apelor freatice din preajma rîurilor este influenţat de regimul acestora; şi în acest caz se remarcă un decalaj între oscilaţiile nivelului apei subterane şi cele ale rîului ; acest fapt se poate constata şi din măsurătorile efectuate în forajele 4 şi 102 situate pe şesul Bistriţei în aval de lacul Vaduri, (Fig. 45).

De altfel, interacţiunea apelor freatice şi a apei rîurilor nu se efectuează totdeauna în acelaşi sens ; de pildă, dacă la nivele mici rîul drenează apele freatice prin albia sa, în timpul apelor mari situaţia se schimbă, deoarece apa rîului, creînd un remuu pentru scurgerea subterană, se infiltrează în maluri şi alimentează stratul acvifer pînă la producerea maximu-

lui de creştere a rîului.În timpul coborîrii nivelului fluviatil,apa subterană se scurge din nou spre albia rîului.



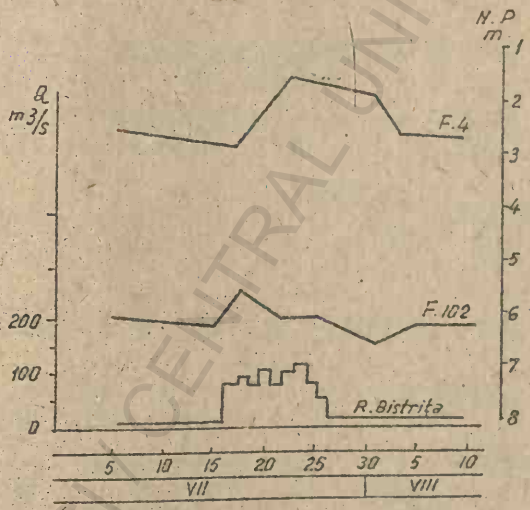


Fig.45. Variaţiile nivelului freatic din şesul rîului Bistriţa (F.4 şi F.102) în comparaţie cu debitele acestuia în perioada 1o iulie - 1o august 1980. (după T. Bogza).

Datorită acestui fapt,la calcularea bilanţului hidric pentru rîurile la care alimentarea subterană se face din orizonturile freatice supuse remuului,în timpul scurgerii maxime,aportul acestei surse,în perioada respectivă,se consideră zero.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fenomenul acesta de remuu se întinde uneori pe distanţe foarte mari ; de pildă, în timpul apelor mari, pe cursul superior al rîului Oka, creşterea nivelului în stratul freatic se constată pînă la 800 m distanţă de rîu, iar pe pe Volga pînă la 2 km.

Variaţiile nivelului piezometric al apelor freatice pot fi cauzate şi de factorul antropic; de pildă, crearea unui lac de baraj duce la creşterea nivelului freatic din zona apropiată, iar săparea unor şanţuri provoacă o coborîre a acestuia - metoda fiind folosită în cazul desecării unor arii cu exces de umiditate.

CAPITOLUL VII

IZVOARELE .

Apariţia, în mod natural a apei subterane la suprafaţa solului se numeşte izvor. De obicei, izvoarele se găsesc la baza straturilor acvifere şi apar datorită deschiderii acestora prin eroziune, accidente tectonice (falii) sau prin influenţa altor factori.

Fiecare izvor are un bazin propriu de alimentare şi un anumit debit, al cărui valoare este în funcţie de rezerva de apă a stratului acvifer, de granulometria acestuia, de tipul izvorului.

Izvoarele pot fi clasificate după mai multe criterii :

1/. După utilizarea lor naturală sînt trei categorii :

- Izvoare ordinare, cu apa dulce (conţinînd pînă la 1 gr. săruri la litru), folosite pentru alimentaţie, pentru uz casnic şi pentru industrie.

- Izvoare termale, a căror apă are o temperatură mai mare de 20°C.

- Izvoare minerale, care conţin în soluţie peste un gram de săruri la litru sau peste 1 gr CO_2 la litru, sau au o emanaţie radioactivă.

Compoziţia chimică a izvoarelor variază după diversele roci străbătute de apele care alimentează stratul acvifer subteran pe care-l deschid. Influenţează, de asemenea, temperatura apei şi puterea de dizolvare a apei care este dată de conţinutul de CO_2, de O_2 sau de acizi humici.

Cantitatea de săruri dizolvate variază şi în timp fiind redusă după un aport mare de apă de ploaie sau crescută din cauza staţionării mai îndelungate în roci, a lipsei de alimentare din precipitaţii şi a evapotranspiraţiei intense.

2/. După temperatură se deosebesc :

A.- Izvoare reci care au temperatura medie sub 20°C;

B.- Izvoare calde cu temperatura medie peste 20°C;

acestea la rîndul lor sînt :

- izvoare hipotermale cu temperaturi intre 2o şi 36°C ;

- izvoare izotermale care au temperatura de 36°-37°C (egală cu a corpului omenesc) ;

- izvoare mezotermale a căror temperatură este cuprinsă între 37° şi 42°C ;

- izvoare hipertemale care au mai mult de 42°C.

Izvoarele care au în permanenţă o temperatură egală cu temparatura medie anuală a atmosferei locale, sînt alimentate de ape care au coborît pînă in zona neutră (constantă din punct de vedere termic), unde au circulat foarte încet.

Izvoarele a căror temperatură variază după anotimp sînt alimentate din ape superficiale sau din ape care au o curgere subterană rapidă. De aceea, în aceeaşi regiune, pot să apară izvoare cu temperaturi diferite : un izvor cu temperatură variabilă din stratul freatic, un izvor cu temperatură mai constantă dintr-un strat captiv şi un izvor termal din apele de mare profunzime.

3/. După valoarea debitului, care poate varia în timp, se deosebesc următoarele categorii de izvoare :

- izvoare gradul I cu Q peste 1o m^3/s ;
- " " II " Q de 1 - 1o m^3/s ;
- " " III " Q de 0,1 - 1 m^3/s ;
- " " IV " Q de 1o - 1oo dm^3/s ;
- " " V " Q de 1 - 1o dm^3/s ;
- " " VI " Q de o,1 - 1 dm^3/s ;
- " " VII " Q de 1o - 1oo cm^3/s ;
- " " VIII " Q sub 1o cm^3/s.

Debitul izvoarelor depinde de mărimea bazinului drenat de izvor şi de condiţiile de alimentare ale stratului acvifer (permeabilitatea rocilor, cantitatea şi felul precipitaţiilor, regimul lor).

4/. După permanenţa lor, dedusă din observaţiile efectuate un număr mare de ani, se deosebesc :

A.- izvoare perene sau permanente ;

B.- izvoare semiperene care dispar în anumite perioade de secetă.

C.- izvoare temporare sau intermitente, care, cel puţin odată pe an, dispar complet. Din această categorie fac parte :

- izvoarele periodice care au perioade regulate de funcţionare ;

- izvoare neregulate a căror perioade de funcţionare sînt variabile ;

- izvoare efemere care au perioade foarte scurte de funcţionare, adesea numai după precipitaţiile atmosferice abundente.

Caracterul intermitent al izvoarelor se datoreşte fie alimentării dintr-un strat superficial în care apa se acumulează numai în anumite perioade ale anului (după topirea zăpezii, sau după ploile abundente), fie direcţiei fisurilor care, avînd rolul unui sifon, nu permit ieşirea apei la suprafaţă decît la anumite cote ale nivelului piezometric.

5/. După variaţiile debitului exprimate prin indicele de variabilitate. Indicele de variabilitate, R, al unui izvor este raportul dintre debitul maxim şi debitul minim pentru o perioadă de mai mulţi ani (Schoeller, 1962).[x)]

S-a convenit să se numească :

- izvoare constante acele care au indicele R egal cu 1 pînă la 2;

- izvoare potrivit de variabile, acele al căror indice de variabilitate (R) este cuprins între 2 şi 10 ;

- izvoare variabile sînt acele al căror indice (R) are valori cuprinse între 10 şi 50 ;

- izvoare foarte variabile, acele care au indicele de variabilitate (R) mai mare de 50.

6/ Din punct de vedere hidrodinamic, respectiv după sensul de deplasare al apei, K. Keilach împarte izvoarele în două categorii :

- izvoare descendente la care apa subterană curge liber, coborînd pe linia de cea mai mare pantă, de la infiltrare şi pînă iese la zi sub formă de izvor (izvor de strate monoclinale, sinclinale, sau anticlinale) ;

- izvoare ascendente în cazul cărora apa de infiltrare are caracter descendent pentruca, în a doua parte a drumului, datorită presiunii hidrostatice, să devină ascendentă ; aşa sînt iz-

---

x) Alţi autori consideră că indicele de variabilitate, R, este egal cu raportul dintre debitul minim şi debitul maxim (deduse într-o perioadă de mai mulţi ani), valorile lui variind de la 1/1 la peste 1/30. (R. Ciocîrdel, 1957).

voarele artezine, cele de falie şi unele din cele carstice.

7/. După caracteristicile hidrogeologice ale stratelor acvifere din care se alimentează, A.M.Ovcinicov deosebeşte :

A.- Izvoare din zona de aeraţie

B.- Izvoare din strate freatice

C.- Izvoare din strate acvifere captive

A.-Izvoarele din zona de aeraţie iau naştere deasupra nivelului freatic avînd caracter sezonier. Debitele lor sînt în general mici şi foarte variabile, raportul Q minim / Q maxim fiind de 1/1o - 1/3o pînă la secare. Apa are temperatură variabilă, în funcţie de condiţiile climatice locale, conţine particule argiloase în suspensie şi uneori agenţi patogeni care le fac improprii pentru alimentarea cu apă potabilă.

B.- Izvoarele din stratele acvifere freatice sînt cele mai numeroase şi sînt în majoritate deacendente. Deşi mai constante ca cele dintîi, au totuşi variaţii de debit ca urmare a schimbării nivelului piezometric în funcţie da factorii climatici. Raportul dintre Q minim şi Q maxim este în medie 1/2 - 1/1o, uneori mai mult. Cel mai frecvent apa lor este potabilă.

Aceste izvoare sînt de mai multe feluri :

a) a/. izvoare de eroziune (depresiune) creeate de diverse forme de eroziune superficială (rîpi, torenţi, pîraie) care intersectează nivelul piezometric ; acesta nu atinge patul impermeabil al stratului acvifer, astfel că o parte din filetele de apă ale acestuia se mişcă sub izvor fără a participa la alimentarea sa (Fig 46).

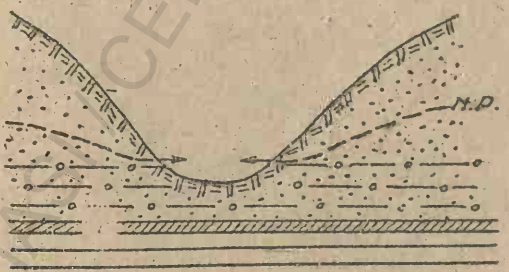


Fig. 46 Izvoare de eroziune.

b) b/. Izvoare de contact apar, aşa cum le arată numele la contactul stratelor acvifere permeabile cu rocile mai puţin permeabile care formează suportul celor dintîi. Suprafaţa piezometrică a stratului freatic atinge substratul impermeabil ..

în zona izvorului a cărui poziţie rămîne fixă. Apariţia la zi a apei poate fi punctiformă sau pe o linie de izvoare, ca pe versantul estic al sinclinalului de Bucegi, din zona Poiana Tapului - Buşteni.

Un rol important în repartiţia izvoarelor de contact îl au forma şi înclinarea substratului impermeabil.

Izvoarele de contact sînt foarte răspîndite; majoritatea celor cunoscute aparţin acestui tip (izvoarele de la baza teraselor şi a conurilor de dejecţie sau grohotişurilor, cele de la baza deluviilor de alunecare etc.).

Debitul şi constanţa lui, la aceste izvoare, depinde în mod direct de grosimea stratului acvifer. Sînt diferite subtipuri

- <u>izvoare de revărsare</u>, în cazul cărora toate filetele de apă din stratul acvifer, în amonte de izvor, se mişcă deasupra nivelului acestuia.

Izvoarele de revărsare pot să apară şi datorită unor accidente structurale în legătură cu substratul impermeabil sau în cazul unor variaţii mari pe orizontală în compoziţia granulometrică a stratelor acvifere (fig.47).

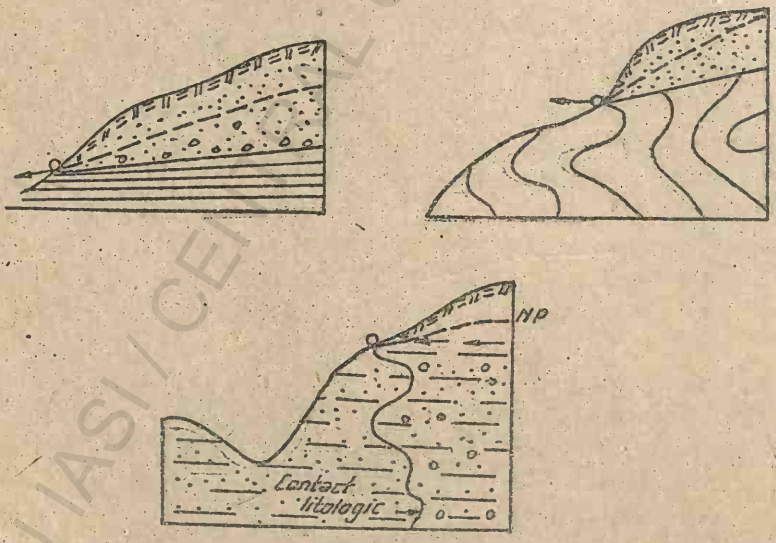


Fig. 47 Izvoare de revărsare.

Exemple de asemenea izvoare sînt Şapte Izvoare (Sărăcoasa) şi Şapte Izvoare Reci (Herculane);

- izvoare de prea-plin apar în stratele acvifere din structurile sinclinale, apa circulînd la ieşire contrar înclinării stratelor, ca urmare a presiunii hidrostatice; ele pot să deschidă şi strate captive (fig 48).

Fig. 48 Izvor de prea-plin

In cazul acestor izvoare, cel puţin o parte din filetele de apă ale stratului acvifer, se mişcă în amonte de izvor, sub nivelul său.

Izvoare de prea-plin sînt, de exemplu, în Bucegi pe văile Jepi, Urlătoarea, Coştila, pe flancul coborît al sinclinalului Hăghimaş (în zona Trei Fîntîni), sau pe ambele flancuri ale sinclinalului Ciucaş (M.Pascu, 1968).

- izvoare de debordare care apar în urma unor accidente structurale (falii, fisuri, planuri de şariaj) dar, spre deosebire de izvoarele de prea-plin, în cazul acestora apa curge în sensul înclinării stratelor (fig 49).

Fig. 49 Izvor de debordare

Acest tip de izvoare sînt relativ puţin răspîndite. Un exemplu îl constituie unele izvoare de la Olăneşti sau izvorul Perla de la Bodoc.

C.- Izvoarele din stratele acvifere captive sînt mai rar întîlnite ; ele au debite relativ constante, în funcţie de distanţa dintre zona de alimentare şi cea de descărcare (variaţiile debitului sînt cu atît mai mari, cu cît izvorul se află mai aproape de zona de alimentare).-

Aceste izvoare sînt de două categorii : izvoare arteziene şi izvoare descendente.

- izvoarele arteziene apar în general pe liniile de falie ce afectează stratele acvifere din structuri monoclinale sau

sinclinale, cu apa de obicei sub presiune (fig .5o) ; ele se caracterizează prin predominarea mişcării ascendente şi printr-o constanţă deosebită a debitului, raportul între Q. minim şi Q. maxim fiind 1/2 - 1/1 .

Fig. 5o Izvoare arteziene.

- izvoarele descendente apar şi ele în strate monoclinale sau în zonele sinclinale asimetrice, alimentarea făcîndu-se pe flancul ridicat şi descărcarea prin izvor pe cel coborît (fig 51).

Fig. 51 Izvoare descendente din strate captive

D.-O grupă specială o constituie izvoarele care se formează în rocile uşor solubile cum sînt calcarele şi dolomitele; după proveniența apei, ele pot fi : resurgente reprezentînd de fapt revenirea la zi a rîurilor după ce au parcurs un traseu subteran prin calcare sau alte roci permeabile în mare (izvorul Bulba şi Topolniţa - Podişul Mehedinţi) şi exurgente care sînt reapariţii ale apelor din precipitaţii infiltrate prin fisurile calcarelor sau altor roci uşor solubile la oarecare adîncime ; ele se mai numesc izvoare de scurgere şi respectiv izvoare de infiltrare (fig. 52).

Resurgenţele, cunoscute în literatură sub numele de izvoare vocluziene (după localitatea Vaucluse - Franţa), sau dalmatine, sînt întîlnite şi la noi. Ele sînt caracteristice regiunilor carstice, unde adesea pîraiele sau chiar rîurile mari dispar la un moment dat pentru a reapare la oarecare distanţă, sub formă de izvor puternic, în stare să pună în mişcare roata unei mori sau o piuă de uzine. În Banat şi în Muscel ele se numesc

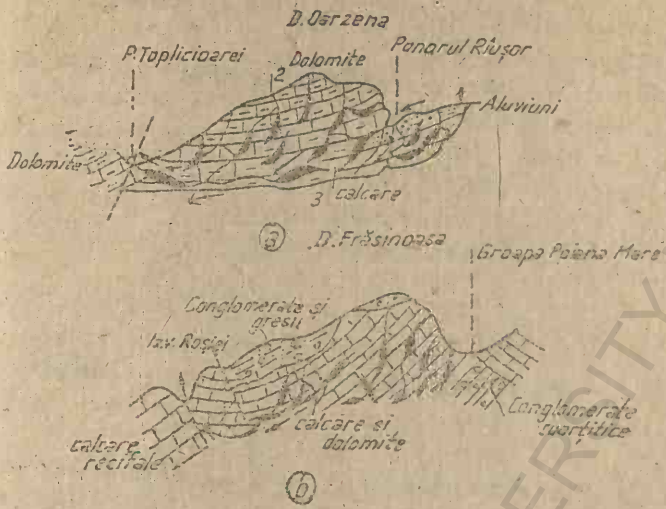


Fig. 52 Izvor de scurgere şi izvor de infiltrare
a.- resurgenţa Toplicioara
b.- exurgenţa Roşie (Pădurea Craiului)
(după I.Preda şi colab.).

topliţe, iar în Munţii Apuseni "izbucuri" sau izbucnituri ; locul de dispariţie al apei poartă numele de "sorb" (ponor).

Între cele două puncte, apa urmează un traseu subteran care se evidenţiază la suprafaţa terenului printr-o serie de doline alungite şi în general o zonă cu aspect depresionar.

Asemenea izvoare sînt la Runcu, în marginea masivului calcaros de pe Valea Schodolului (Gorj), în bazinul Mera - Cerna (izvorul Valea Mare cu Q = 250 l/s), în regiunea Dîmboviciorei, dar cu debite mai mici, şi în Munţii Apuseni, unde sînt cele mai numeroase.

In zonele carstice mai sînt cunoscute izvoarele intermitente care apar ca nişte "izbucniri" de apă la intervale regulate, de unde şi numele de "izbuc", noţiune utilizată de locuitorii Munţilor Apuseni pentru toate izvoarele puternice, indiferent de caracterul lor continuu, periodic sau temporar.

Ivirile de apă la un izvor intermitent (izbuc) sînt variate ca durată şi succesiune în timp, de la cîteva minute la cîteva ore sau chiar zile, în funcţie de structura izvorului şi alimentarea lui.

Schema şi modul de funcţionare al unui izvor intermitent au fost descrise pentru prima dată de către Darcy şi confirmate ulterior de alţi autori.

La noi în ţară, geologul I.Al.Maxim a studiat izvoarele intermitente din Munţii Apuseni.

După acesta, izvorul intermitent se compune dintr-un bazin de acumulare a apei - o grotă - şi două canale, unul pentru alimentare şi altul pentru evacuarea apei. Canalul de evacuare prezintă la ieşirea din grotă o porţiune ascendentă, scurtă şi apoi, formînd un cot, se continuă cu un nou ram descendent, mai lung care se deschide la suprafaţa solului, formînd astfel un sifon.

Pentru ca izvorul să aibă caracter intermitent, este necesar ca golirea grotei să dureze mai puţin decît acumularea apei în ea şi aceasta se realizează prin diferenţa dimensională a celor două canale - cel de alimentare mai îngust decît cel de evacuare.

La o alimentare constantă cu apă a grotei, elementul care condiţionează intervalele de funcţionare a izvorului este diametrul sifonului ; dacă acesta este dublu faţă de canalul colector, scurgerea va dura jumătate din timpul necesar pentru umplerea grotei.

In perioadele ploioase, apa infiltrată prin fisurile din calcar - ajunge în canalul de alimentare şi de aici în grotă. In momentul cînd nivelul din grotă depăşeşte cota curburii sifonului de evacuare, apa curge în afară (în virtutea sifonajului) ; cînd nivelul din grotă coboară sub orificiul canalului de evacuare, curgerea stagnează pînă ce alimentarea va ridica din nou nivelul peste pragul sifonului, permiţînd iarăşi apariţia izvorului.

Un astfel de izvor intermitent este izbucul Bujor situat pe dreapta văii Posaga (afluent al Arieşului) ; fiind la cca. o,5 m deasupra talvegului, izvorul poate fi uşor observat în perioada apelor mici. Evacuarea apei, precedată de un lung susur, ca urmare a eliminării aerului, se face la interval care variază de la 15 minute în perioadele ploioase (primăvara şi toamna tîrziu) la cîteva ore în perioadele secetoase (fig.53 a).

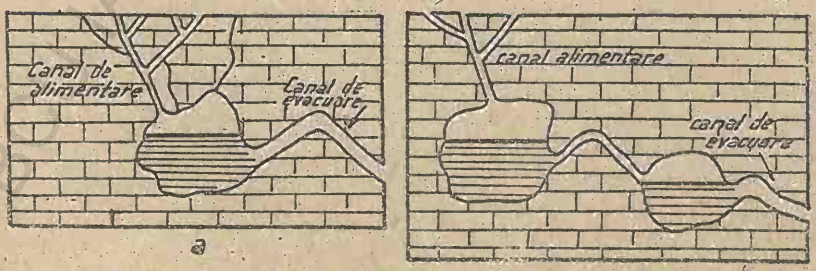


Fig. 53 izvor intermitent: a-simplu b-dublu

Fiecare izvor intermitent este o individualitate determinată de mărimea grotei, de alcătuirea şi angrenarea canalelor şi de variaţiile aportului de apă.

Variaţiile dintre succesiunea intervalelor de funcţionare a izvorului, cînd alimentarea este constantă, (de pildă 2 - 3 izbucniri de apă separate de pauze scurte - de cîteva minute - urmate la intervale mari de 1 - 3 ore de o altă serie de erupţii), se explică numai prin complicarea structurii izvorului ; astfel, pot exista două bazine de acumulare : o grotă mare la o cotă mai ridicată şi alta mai mică ceva mai jos, legate print-un sifon al cărui diametru este mai mic decît al sifonului ce scurge grota mică în afară dar mai mare decît a canalului de aducţie în grota superioară (Fig. 53 b). In cazul acesta, este vorba de un izvor intermitent dublu, a cărui funcţionare se produce astfel : apa acumulată în grota mică, peste cota curburii sifonului de evacuare, este aruncată în afară ; după prima golire, scurgerea izvorului se opreşte, aerul intră din nou în sifon, dar peste cîteva minute, grota mică este din nou umplută cu apă ce provine din grota mare astfel că se produce o a doua izbucnire a izvorului ; fenomenul se repetă pînă se produce golirea grotei mari. Numărul erupţiilor produse la intervale mici este în funcţie de raportul volumelor celor două grote.

După golirea grotei mari va trebui să treacă un interval de timp mai îndelungat pentru ca aceasta să se umple din nou, creind condiţiile pentru scurgerea apei spre grota mică şi pentru o nouă evacuare a acesteia. Durata intervalului mai mare este determinată de capacitatea grotei, de diametrul canalului de alimentare şi de intensitatea sursei de apă.

Izvoarele intermitente duble sînt mai rar întîlnite ; între ele, putem cita izvorul Crupet din Belgia, iar la noi Izbucul Călugări-Vaşcău, situat pe rama de sud, a platoului Cîmp-Răstirata din Munţii Apuseni.

Observaţiile asupra acestui izvor au început încă din 1822, iar în 1863 era deja citat în literatura geografică mondială. Studiile ulterioare (I.Al.Maxim, 1941) au ajuns la concluzia că izvorul funcţionează tot anul (şi iarna), avînd serii de cîte două izbucniri scurte (fiecare de 2 minute) la intervale mici (în medie de 2o minute), succedate de intervale mai mari (ccs. 12o minute) corespunzătoare timpului de umplere a grotei superioare, care este de două ori mai mare decît grota inferioară. Diametrul sifonului dintre grote este de trei ori mai mare decît al canalului de aducţie în grota mare şi de 1o ori mai mic decît

sifonul care evacuează apa spre exterior.

Prin regimul de funcţionare, izbucul Călugăr - Vaşcău este unic în sud-estul Europei şi unul dintre cele mai rare pe glob.

O formă specială a izvoarelor intermitente o constituie gheizerele.

Gheizerele sînt izvoare arteziene intermitente de apă termală care se întîlnesc în ţinuturile vulcanice.

Erupţiile de apă caldă sau fierbinte sînt însoţite de gaze, de obicei sulfuroase.

Principalele regiuni de răspîndire a gheizerelor sînt: Islanda, Parcul Naţional Yellowstone - SUA (unde printre cele cîteva mii de izvoare fierbinţi se găsesc peste 8o de gheizere), partea centrală a insulei nordice din Noua Zeelandă şi rezervaţia Kronoţki din Kamciatka.

Marele Gheizer din Islanda (aproape de Helka), care şi-a încetat activitatea în 1918, arunca o coloană de apă fierbinte, la fiecare 2o - 3o ore, pînă la înălţimea de 3o m.

Gheizerul Velikan din Kamciatka aruncă cu regularitate la fiecare 2 ore şi 46 minute o coloană de apă înaltă de cca. 5o m., erupţia durînd 4 minute.

In parcul Yellowstone sînt peste 2o de gheizere care aruncă apa la 15 m înălţime, cea mai mare coloană de aici fiind a Gheizerului Excelsior, de 1oo m. El a fost cu mult depăşit de Gheizerul Waymangu din Noua Zeelandă, în prezent stins, a cărui coloană de apă a atins 45o m.

Erupţiile de apă fierbinte iau naştere astfel: apele de infiltraţie se adună în diferite crăpături ale scoarţei, pătrunzînd uneori la adîncimi mari, unde vin în contact cu vaporii de apă şi unele gaze care se degajează din magmă; temperatura ridicată a acestora transformă o parte din apa infiltrată în vapori care, datorită presiunii exercitate, aruncă în exterior partea superioară a coloanei de apă.

Pentru a se produce o nouă erupţie este nevoie de o perioadă de timp în care apa să se adune din nou în coşul gheizerului. In jurul locului unde se ivesc, se depun tufuri silicioase sau mai rar calcare, numite gheizerit. Cînd temperatura şi presiunea gazelor este redusă şi nu se creează condiţii de erupţie, acestea ajung la suprafaţă sub formă de izvoare minerale (termale, sau reci).

In zonele de slabă rezistenţă a scoarţei se întîlnesc iviri de apă subterană datorită presiunii exercitate de gaze; un exemplu tipic îl constituie vulcanii noroioşi din Depresiunea Transilvaniei şi din Subcarpaţi.

In zonele vulcanice, vaporii de apă determină apariţia izvoarelor termale aşa cum sînt soffionii, iar în aureolele mofetice bioxidul de carbon poate determina ivirea apelor carbogazoase ; pe alocuri, sînt şi manifestări de CO_2 liber, cum e cazul la Groapa Dracului de la Covasna (M.Pascu, 1968).

CAPITOLUL VIII

Caracteristicile fizico-chimice ale apelor subterane.

Pentru a cunoaşte calitatea apelor subterane, se fac o serie de observaţii şi analize, în teren şi în laborator cu scopul de a determina o serie de indici fizici şi chimici. Din prima categorie se determină temperatura, transparenţa, culoarea, conductivitatea electrică şi radioactivitatea apei şi, paralel cu acestea proprietăţile organoleptice (mirosul şi gustul).

In ce priveşte analiza chimică, se determină conţinutul substanţelor minerale şi organice în soluţie, a gazelor dizolvate în apă, duritatea şi aciditatea apei.

Analize speciale se fac pentru apele minerale determinîndu-se elemente şi gaze care se întîlnesc mai rar şi în cantităţi mici, dar care au efect terapeutic, cum sînt : iodul, bromul, litiul, CO_2, H_2S etc.).

Analize speciale se efectuează şi în cazul unor ape subterane care conţin cantităţi mai mari de anumite elemente ce pot fi extrase (săruri de sodiu, de potasiu, etc.)

In cazul cercetărilor de geologie tehnică, este importantă cunoaşterea pH-ului, a bioxidului de carbon liber şi a sulfaţilor în scopul de a se determina influenţele negative ale apei asupra betoanelor şi armăturilor metalice ale construcţiilor.

1.-Proprietăţile fizice şi organoleptice.

- Temperatura apei subterane este în funcţie de caracteristicile termo-dinamice ale rocilor prin care circulă şi de

adîncimea la care se află. Valoarea ei variază de la 0°C în regiunile cu îngheţ peren pînă la 100°C la apele de mare adîncime, sau din zonele vulcanice, aşa cum se constată la gheizere.

La latitudini medii, apele subterane puţin adînci au temperatura între 5° şi 20°C, în funcţie de condiţiile climatice locale care imprimă şi regimul termic al lor.

Variaţiile de temperatură se resimt însă numai pînă la o anumită adîncime a cărei valoare este în funcţie de latitudine şi altitudine, de expunere şi de natura rocilor: 5 - 6 m în regiunile ecuatoriale, 20 - 30 m în Europa Centrală, cca. 100 m în Siberia ; la noi în ţară 25 - 30 m.

La adîncimile amintite, temperatura rămîne relativ constantă şi egală cu temperatura medie anuală a regiunii respective, plus 1 - 1,5°C, de unde şi numele de zona cu temperatură constantă sau zona neutră.

Sub această zonă, temperatura apei creşte în medie cu 1°C pentru fiecare 33 m adîncime (treapta geotermică).

În privinţa apelor juvenile, menţionăm că temperatura lor iniţială este aceea de condensare a vaporilor de la adîncimea la care se află; ele se răcesc pe măsură ce urcă spre suprafaţa terestră unde adesea se amestecă cu apele vadoase.

După temperatură, apele subterane se împart în două categorii : ape reci, cu temperatura pînă la 20°C şi ape termale care depăşesc 20°C ; acestea sînt de trei feluri : hipotermale (20° - 36°C), izotermale (36° - 37°C) şi hipertermale (peste 37°C).

Temperatura apei influenţează solubilitatea sărurilor şi deci chimismul acesteia ; astfel, solubilitatea sărurilor de sodiu şi potasiu creşte cu temperatura, ceea ce explică conţinutul mare al acestora în apele termale, în timp ce solubilitatea sărurilor de calciu şi magneziu scade cu creşterea temperaturii, de unde şi ponderea mare pe care o au aceşti ioni în apele reci.

- Transparenţa apelor subterane depinde de conţinutul substanţelor minerale şi organice dizolvate şi de particulele fine argiloase antrenate sub formă de suspensii. Ea este influenţată de condiţiile de alimentare şi de modul de curgere a apei prin porii şi fisurile rocilor.

Unitatea etalon pentru transpareanţă este apa care conţine 100 mg. cretă (din scheletele de diatomee) la un litru, considerată cu turbiditate 100 %.

- Culoarea apelor subterane este în funcţie de natura şi conţinutul substanţelor minerale şi organice dizolvate. Ea poate fi gălbuie de la substanţele humice, verde-gălbui de la sărurile acide ale fierului, albăstruie de la calciu, magneziu sau sulf ; în majoritatea cazurilor este incoloră.

- Conductibilitatea electrică a apelor subterane este direct ptoporţională cu cantitatea de ioni ce o conţin şi reprezintă constanta fizică cea mai corespunzătoare pentru urmărirea variaţiilor de compoziţie chimică a unei ape. Determinarea conductibilităţii electrice a apei se bazează pe principiul măsurării rezistenţei electrice ; la apele obişnuite ea poate varia între 33.10^{-5} şi 13.10^{-3} (ohmi/cm^3)

- Radioactivitatea apelor subterane este determinată de prezenţa emanaţiilor de radiu sau radon, şi de existenţa unor săruri radioactive (radioterium, emilium, torium).

Majoritatea apelor subterane sînt, în oarecare măsură, radioactive ; puterea lor radioactivă se schimbă în decursul timpului.

Sînt considerate ape radioactive curative acele care au peste 3,5 U.M. (unităţi mache) la litru.

- Mirosul la apele subterane lipseşte în general ; sînt totuşi cazuri cînd se simte un miros de baltă datorită unui conţinut bogat de substanţe azotoase, sau miros de putrefacţie sau ouă clocite dacă este prezent hidrogenul sulfurat în proporţie de 1/5.000 mg.

- Gustul apelor subterane este dat de sărurile dizolvate. El poate fi dulceag (cînd sînt multe substanţe organice), amar (datorită sulfaţilor de magneziu), sărat (cînd clorura de sodiu este în cantitate mare). Apa are gust plăcut dacă are cantităţi mici de calciu, magneziu, bioxid de carbon şi mai ales cînd este rece.

Temperatura ridicată amplifică gustul neplăcut al apei.

2.- Proprietăţile chimice.

Compoziţia chimică a apei subterane este foarte variată, în funcţie de rocile cu care vine în contact şi de condiţiile fizico-geografice din regiune.

Un rol important are şi adîncimea la care se află apa

subterană ;cu cît stratul acvifer se găseşte la adîncimi mai mari şi deci influenţa apelor de suprafaţă şi a factorilor meteorologici este mai redusă,cu atît apa are o compoziţie chimică mai constantă,depinzînd în mai mare măsură de caracteristicile rocilor în care este înmagazinată.

Parametrii chimici de bază care caracterizează apele sînt : mineralizarea,duritatea şi aciditatea.

Mineralizarea este rezultatul acţiunii reciproce dintre apă şi rocă şi creşte progresiv prin trecerea substanţelor solubile în soluţie,sub formă de ioni şi coloizi,cu atît mai mult cu cît temperatura este mai ridicată şi presiunea mai mică.

Mineralizarea totală se poate exprima prin reziduu fix (g/l).Ea variază sub acţiunea factorilor hidrometeorologici. Astfel,la apele puţin adînci,mineralizarea se reduce sub acţiunea precipitaţiilor bogate infiltrate prin sol; în schimb,în urma evaporaţiei intense,o parte din apele freatice trec în atmosferă lăsînd în sol sărurile care sporesc mineralizarea,cu atît mai mult cu cît ridicarea capilară este mai mare şi ariditatea mai intensă.

Ca urmare a complexităţii factorilor de influenţă,mineralizarea apelor subterane variază atît în timp,cum am menţionat mai sus, cît şi în spaţiu.Astfel,apele freatice din Munţii Apuseni au mineralizarea totală mai mică de 0,3 g/l în timp ce în Podişul Bîrladului o au între 0,5 şi 3 g/l (R. Cădere,1964) ; valoarea ei depăşeşte cu mult această limită în unele zone din Cîmpia Moldovei,ajungînd de pildă la 26 g/l în şesul Jijiei lîngă Epureni,unde apa este la 2 m. adîncime (C.Teşu,1965).

Din punct de vedere al mineralizării generale,apele subterane se împart în trei categorii : ape dulci (slab mineralizate avînd în medie sub 1 g/l ; ape sărate (moderat sau puternic mineralizate) avînd în medie între 1 şi 50 g/l ; saramuri (ape foarte puternic mineralizate) depăşind în medie 50 g/l. Practic, la o mineralizare mai mare de 2 - 3 g/l apa nu mai poate fi considerată ca potabilă.

Duritatea apelor subterane (determinată de prezenţa sărurilor de calciu şi magneziu) variază de la o regiune la alta şi de la un anotimp la altul,în funcţie de caracteristicile rocii,de sursele de alimentare,de puterea de dizolvare a apei,de condiţiile climatice.Astfel,apele freatice potabile şi industriale (clasa A),larg răspîndite în zona montană a Meridionalilor şi Apusenilor,au duritatea sub 10° germane, în timp ce apele nepotabile depăşesc 30° germane cum sînt cele din zona Almăjul -

Terpeziţa (Piemontul Getic) care au 38°germane,sau apele din sarmaţianul interfluviului Mureş - Someş,(R.Cădere,1964).

Aciditatea apelor subterane este condiţionată de prezenţa bioxidului de carbon liber, a acizilor humici,a acidului clorhidric etc.;ea se exprimă prin potenţialul de hidrogen (pH).

Apele subterane acide au pH sub 7,dar de obicei peste 4,5 ; scad sub această valoare numai cînd conţin cantităţi însemnate de acizi tari liberi sau săruri acide ale acestora.

Apele acide sînt şi agresive,atacînd materialele cu care vin în contact.

Apele subterane conţin gaze dintre care principalele sînt :bioxidul de carbon (CO_2),oxigenul (O_2),azotul (N_2) metanul (CH_4),hidrogenul sulfurat (H_2S),hidrogenul şi vaporii de apă. Aceste gaze au o mare importanţă din punct de vedere geochimic deoarece schimbă proprietăţile apei şi printre acestea şi puterea ei de dizolvare a rocilor.

Apele care conţin o cantitate mare de bioxid de carbon au,în majoritatea cazurilor,o reacţie acidă.

In apele subterane,conţinutul de CO_2 variază,în general,între 15 şi 4o mg/l,dar poate ajunge şi la 15o mg/l.

Apa care conţine mult oxigen are o mare putere de oxidare ;distrugînd substanţele organice el contribuie la purificarea apei.

In apele subterane pure,conţinutul de oxigen variază în general între 1 şi 4 mg/l, dar în anumite cazuri poate ajunge şi la lo mg/l.

Cantitatea de oxigen dizolvat scade pe măsură ce creşte adîncimea,pînă ce dispare total,de unde şi noţiunea de limită a oxigenului.

Hidrogenul sulfurat (H_2S) din apele subterane provine din descompunerea sulfurilor metalice sau din acţiunea reciprocă dintre argile,turbă,cărbune,ţiţei şi apele care conţin combinaţii ale sulfului.El se poate forma şi prin descompunerea substanţelor organice în urma acţiunii bacteriilor anaerobe; în acest caz este un indiciu de alterare a apei căreia îi dă un gust neplăcut.

Apa din nisipurile cenomaniene de la Eforie Sud conţine hidrogen sulfurat care-i dă un gust neplăcut ;acest fapt se poate uşor înlătura prin vînturare.

Apa care conţine mult hidrogen sulfurat nu poate fi utilizată la alimentarea unor instalaţii industriale deoarece distruge pereţii acestora,iar în prezenţa calciului formează o crus-

tă dură de $CaSO_4$ care, pe lîngă alte inconveniente, duce şi la creşterea consumului de combustibil.

Metanul (CH_4) se găseşte în cantităţi mari în apele ce însoţesc zăcămintele petrolifere, vulcanii noroioşi sau care spală şisturile bituminoase.

In apele subterane se găsesc, în soluţie, ioni de bază (HCO_3^-, SO_4^{--}, Cl^-, Ca^{++}, Mg^{++}, Na^+.) care sînt în cantităţi apreciabile predominînd unul sau altul dintre anioni şi respectiv dintre cationi, în funcţie de mineralizarea apei ; pe lîngă aceştia, sînt prezenţi, în cantităţi variabile şi în general mici, CO_3^{--}, NO_3^-, OH^-, K^+, Fe^{++}, Mn^{++}, NH_4^+, H^+; în apele alcaline se mai găseşte ionul de acid silicic, iar în cele acidulate, F^{+++}, Al^{+++} şi alte metale.

Ionii hidrocarbonat şi carbonat (HCO_3^-, şi CO_3^{--}) din apele subterane însoţesc, de obicei, ionii de calciu şi magneziu formînd apele hidrocarbonatate. Hidrocarbonatul din apele subterane provine din dizolvarea calcarelor şi a dolomitelor în prezenţa bioxidului de carbon ca şi din oxidarea substanţelor organice, în cazul cînd CO_2 degajat se leagă de cationul Ca.

Ionul sulfat (SO_4^{--}), format prin oxidarea sulfurilor metalice, se găseşte în mai toate apele subterane însoţind calciul şi magneziul, mai rar sodiul şi foarte rar fierul.

O sursă importantă a ionilor SO_4 în apele subterane o constituie sedimentele de gips şi anhidrit.

Ionul de clor (Cl^-) este foarte frecvent în apele subterane însoţind ionii alcalini şi în primul rînd Na. Fiind uşor solubil, conţinutul de clor poate să ajungă la zeci şi sute de grame la litru de apă. El poate fi de provenienţă anorganică (din zăcămintele de sare, din argilele bogate în clorură de sodiu, din rocile magmatice ş.a.), sau organică (din apele reziduale) ; în cazul din urmă, prezenţa clorului este un indiciu de posibilitate a alterării bacteriologice a apei.

Nitratul (NO_3^-) se găseşte de obicei, în cantitate foarte mică în apele subterane, adesea sub formă de urme.

Nitratul poate proveni din spălarea mineralelor azotate sau din decompunerea substanţelor organice şi în acest caz este un indiciu de alterare a apei.

Nitritul (NO_2^-) se găseşte în cantităţi mici sau lipseşte chiar. Prezenţa sa este un indiciu sigur de alterare cu substanţe organice a apei care devine astfel nepotabilă.

Amoniul (NH_4^-) se găseşte rar şi în cantităţi mici în apele subterane, avînd origine anorganică (din descompunerea piritei) sau organică; în ultimul caz indică infectarea apei.

Calciul (Ca^{++}) este răspîndit mult în apele subterane dar cantitatea lui absolută nu atinge valori mari. El provine din dizolvarea calcarelor şi dolomitelor, din descompunerea silicaţilor de calciu, sau din procesele vulcanice şi însoţeşte, de obicei, ionul de HCO_3, mai rar ionul SO_4 şi foarte rar pe cel de Cl.

Ionul de magneziu (Mg^{++}) se găseşte în cantitate mai mică decît calciul. El rezultă din dizolvarea dolomitelor şi a rocilor magmatice în consolidare. Magneziu, alături de calciu, dă duritatea apei.

Ionul de sodiu (Na^+), ca şi cel de Cl, pe care-l îl însoţeşte, este foarte răspîndit în apele subterane.

Ionul de potasiu (K^+) se găseşte în cantitate redusă în apele subterane, deoarece este utilizat de către organisme, în deosebi de plante, ca şi la formarea minereurilor secundare, insolubile în apă.

Ionii de mangan şi de fier (Mn^{++} şi Fe^{++}) sînt, de obicei, în cantităţi mici în apele subterane însoţind sulfatul şi hidrocarbonatul.

Ionul de hidrogen (H^+) provine din disocierea apei în H^+ şi OH^-; el poate fi în cantitate mai mică decît oxidrilul (ape alcaline), egală cu acesta (ape neutre) sau mai mare (ape acide). Ionii de hidrogen au o acţiune agresivă asupra metalelor şi betoanelor.

Apele subterane mai conţin, în stare coloidală, hidraţi de fier şi aluminiu, bioxid de siliciu şi diferiţi compuşi organici.

Proveniența fierului în apele subterane este legată de rocile magmatice bogate în minerale de fier şi de sulfurile de fier (pirite) prezente în majoritatea rocilor sedimentare argiloase. Apele cu un conţinut bogat de fier au gust neplăcut, dar au importanţă terapeutică. În apele potabile, fierul este permis pînă la 0,3 g/l. Pentru unele industrii este acceptat doar ca urme.

Aluminiul provine din mineralele rocilor eruptive, mai ales silicaţi şi din descompunerea mineralelor argiloase răspîndite în toate rocile sedimentare. Formînd ca şi fierul o soluţie coloidală instabilă, aluminiul se găseşte în cantităţi foarte mici în apele subterane.

Siliciul (Si) se găseşte în cantităţi foarte mici în

apele subterane.Fiind inofensiv,nu are importanţă pentru aprecierea practică a apei şi de aceea,la analizele obişnuite,nu se determină prezenţa lui.

Substanţele organice din apele subterane pot proveni din reziduurile vegetale.Prezenţa lor dă apei o culoare gălbui - castanie,miros de baltă şi reacţie acidă,astfel că nu poate fi utilizată în scopuri menajere sau industriale (la fabricarea hîrtiei,la cazanele de aburi etc.).

Apele care conţin combinaţii organice de origină animală sînt deosebit de periculoase din punct de vedere sanitar, deoarece favorizează dezvoltarea bacteriilor epidemice şi de aceea nu sînt admise în alimentaţie.

Indicatorii alterării apei sînt combinaţiile de azot şi de amoniac,aciditate ridicată şi uneori prezenţa hidrogenului sulfurat şi a acidului fosforic.

3.- Apele minerale .

In afară de apele subterane obişnuite, care sînt folosite pentru alimentaţia populaţiei şi pentru unele sectoare industriale,o mare importanţă prezintă şi apele minerale utilizate în scopuri terapeutice.

Se numesc ape minerale acele ape care au o mineralizare totală mai mare de 1 g/l,cau cele care se deosebesc de apa comună prin prezenţa unor elemente rare care le imprimă anumite proprietăţi farmacodinamice,prin conţinutul de gaze,prin calităţile radioactive,sau prin temperatura ridicată (peste 20°C).

Constituţia apelor minerale este foarte variată şi de aceea este greu să se stabilească criterii unice pentru clasificarea lor.

In practică,apele minerale se clasifică după compoziţia chimică avîndu-se în vedere componentul predominant sau proprietatea fizică care,imprimînd apei un anumit caracter,se reflectă în modul de utilizare a ei.După aceste criterii s-au stabilit cele mai importante categorii de ape minerale (N.Oncescu,1951 ; Tr. Dinculescu,1955 ; R.Ciocîrdel,1957 ; M.Pascu,1968):

- Ape oligominerale.
- Ape carbogazoase.
- Ape alcaline.
- Ape alcalino-teroase şi teroase.
- Ape feruginoase.
- Ape arsenicale.
- Ape cloruro-sodice.

- Ape iodurate.
- Ape sulfuroase.
- Ape sulfatate.
- Ape radioactive.
- Ape termale

a/. Apele oligominerale conţin sub 1 g/l săruri dizolvate şi sub 1 g/l CO_2 liber. Ele pot să fie reci (acratopege), folosite frecvent pentru efectul lor diuretic, sau calde (acratoterme), utilizate pentru băi.

Ape din prima grupă sînt la Călimăneşti (izvorul 7), Olăneşti (izvorul 11,12,24), Slănic Moldova, Tg. Ocna, Broşteni, la Bolvaşniţa în Banat, la Finiş-Beiuş etc.

Ape minerale arratoterme sînt la Băile Felix şi 1 Mai Oradea, la Moneasa, Topliţa-Gheorghieni, Geoagiu, Vaţa de jos-Brad, Călan-Hunedoara şi la Herculane (izvorul Hercule).

Ape oligominerale se mai găsesc în Anglia (la Bath, Buxton etc) ; în Austria (la Wildbad-Gastein şi Tobelbad) ; în R.S.Cehoslovacia (la Ioachimov) ; în Franţa (la Plombières, Luxeuil, Mont Dore, Bains les Bains) ; în Germania (la Wildbad şi Bodendorf) ; în Italia (la Bormio, Valdieri, Terme del Brennero) ; în R.S.F.Jugoslavia (la Daruvar, Riniske, Toplice etc); în Spania (la Fitero) ; în URSS.*)

b/. Apele carbogazoase conţin cel puţin 1 g/l CO_2 liber. In general, sînt relativ sărace în săruri (apele carbogazoase simple au sub 1 g/l); mineralizarea lor poate să ajungă, însă şi la 3 g/l fiind constituită mai ales din bicarbonat de calciu, sodiu şi fier, iar uneori din sulfat şi clorură de sodiu. După sărurile dominante se deosebesc mai multe grupe :

- ape carbogazoase alcaline cu predominarea bicarbonatului de sodiu şi potasiu;
- ape carbogazoase teroase la care domină ionii de calciu şi magneziu sub formă de bicarbonaţi ;
- ape carbogazoase clorosodice ;
- ape carbogazoase feruginoase
- ape carbogazoase sulfuroase.

*) URSS are peste 3500 de izvoare şi foraje cu apă minerală, variată din punct de vedere chimic. Ele sînt utilizate în cca. 170 staţiuni balneare (Marea Enciclopedie Sovietică, Vol. 27).

Ape carbogazoase sînt numeroase la noi în ţară.Localităţi recunoscute pentru asemenea izvoare sînt : Borsec,Bilbor, Şarul Dornei,Slănic Moldova,Tulgheş,Buziaş,Sodoc,Zizin,Vîlcele, Biborţeni Harghita etc.

Apele carbogazoase sînt folosite în cura internă şi ca apă de masă (borvis).

Ape carbogazoase se mai găsesc şi în alte zone ale Europei : în Austria la Gastein şi Tobelbad; în R.S.Cehoslovacia la Karlsbad,Marienbad,Franzensbad ; în Franţa la Condillac,Chateldon, Saint-Alban ; în Germania la Apollinaria şi Nauheim ; în Italia la Agnano şi Gurgitello etc ; în URSS la Kislovodsk,Essentuki,Piatigorsk,Jelezmovodsk (M.Caucazului) etc.

c/ Apele alcaline conţin peste 1 g/l bicarbonat de sodiu sau mai rar şi în cantităţi mai mici bicarbonat de potasiu.În natură,izvoare alcaline pure sînt mai rare,deoarece adesea apa lor conţine ca elemente secundare cloruri,sulfaţi alcalini şi alcalino-teroşi şi alţi bicarbonaţi care participă de asemenea la acţiunea terapeutică în afecţiunile gastrice.După compoziţia lor sînt :

- ape alcaline pure (1 - 8 g/l bicarbonat de sodiu şi şi 300 - 1500 cm^3/l acid carbonic liber) la Malnaş,Bixad,Bodoc, Borşa,Covasna,Păuşa,[illegible] (depresiunea Getică),Tinca (Crişul Negru);

- ape alcaline-teroase (pămîntoase) sau bicarbonatate calcice sau magneziene,la Sîntimbru (bazinul Oltului superior), Arcuş,Băţani (depresiunea Baraolt),Tămăşeu (Cîmpia de Vest);

- ape alcaline-sulfatate ,conţinînd bicarbonat,sulfat şi clorură de sodiu,la Văliuţa (lîngă Iaşi),Strunga - Tg. Frumos, Vălenii de Munte ;

- ape alcaline cloruro-sodice, cu clorură de sodiu (pînă la 5 g/l),la Amieş-Măsăud,Valea Vinului-Borşa,Certeze-Oaş,Covasna, Stoiceni-Tg.Lăpuş,Valea Sărăriei - Tg.Ocna.

- ape alcaline-sulfuroase la Călimăneşti,Govora (izvorul 23 August, izvorul 30 Decembrie),Cîmpulung-Muscel,Petroşiţa - Puciosasa,Strunga-Tg.Frumos.

Ape alcaline se găsesc şi în Austria la Radein,Preblau, Gleichenberg,St.Lorens ; în Cehoslovacia la Bilin,Karlsbad (izvorul Kondorf),Marienbad,Franzensbad,Luhacovice,Podebrad;în Elveţia la Passugg,Tarasp;în Franţa la Vichy,Vals,Le Boulon,Chateauneuf,St.Galmier,Saint Nectaire,Chatel-Guyon,Le Bouboule ;în Germania la Apollinaria,Salzbrunn,Gerolstein,Ems,Serlters ; în Italia la San Marco (Toscana),Bagne în Romagna,Recoaro-Veneţia,Pozzuoli,Ischia,Cappone,Fontane (Neapoli) ;în Portugalia la Vidago ;

în URSS.

d/. Apele alcalino-teroase şi teroase caracterizate prin predominarea ionilor de HCO_3, Ca şi Mg, sînt slab mineralizate; ele mai conţin CO_2 liber, Fe, Cl^-, SO_4^- etc. Asemenea ape sînt la Păltiniş, Vatra Dornei, Bilbor, Borsec, Biborţeni, Arcuş, Tulgheş, Parva-Năsăud, Poptileni-Oaş, Tămăşeu -Oradea, Sf. Gheorghe etc.

Ape teroase (calcice sau diuretice) se mai găsesc în Franţa la Vittel, Contrexeville, Martigni, Bagnères de Biggore, Capvern (termală) ; în Elveţia la Weissenburg, Paulensee, Vals; în Germania la Wildungen, Lippspringe, Driburg, Inselbad; în Italia la Chianciano, Lucques, San-Pellegrino, Civitavechia, Bagni di Lucca, Fiuggi; în Spania la Alanje, Alhama de Murcia ; în URSS.

Sînt folosite în cura internă în afecţiuni gastrice, renale ş.a.

e/. Apele feruginoase cu efecte terapeutice sînt acele care conţin mai mult de 10 mg/l fier. În compoziţia lor se mai găsesc bicarbonaţi de sodiu şi calciu, cloruri, sulfaţi, acid carbonic, arsen şi totdeauna CO_2. În funcţie de acestea, ele se împart în mai multe grupe :

- ape feruginoase simple, carbogazoase (cu mineralizare pînă la 1 g/l) la Buziaş, Covasna, Panaci (sud Şarul Dornei), Vatra Dornei, Tulgheş, etc;

- ape feruginoase, carbogazoase, alcaline, cu hidrocarbonat de fier pînă la 100 mg/l, cum sînt cele mai multe izvoare de la Buziaş, Borşa, Dorna-Cîndreni, Poiana Negri, Racoşul de Sus, Malnaş, Lipova;

- ape feruginoase, carbogazoase, teroase

- ape feruginoase, carbogazoase sulfatate (cu sulfat de fier) ;

- ape feruginoase , carbogazoase, clorosodice , mai rar întîlnite, sînt citate la Tuşnad, Jigodin etc.

Apele feruginoase se folosesc în cura de băut, la izvor. Staţiuni importante la noi în ţară sînt : Vatra Dornei, Buziaş, Tuşnad, Vîlcele, Covasna, Valea Vinului.

În Europa, se mai găsesc ape feruginoase în Anglia la Tunbridge Wells, Vicari's Bridge, Sandrock; în Franţa la Auteuil, Bussang, Charbonnieres, Luxeuil-les-Bains; în Belgia la Spa şi Malmédy; în Elveţia la St Moritz, San Bernadino, Acquarosa; în Germania la Schwalbach, Elster, Gleichenberg, Homburg, Griesbach; în Austria la Mattigbad, Ratzes ; în Cehoslovacia la Sliace, Bordijor, Marienbad ; în Ungaria la Vichny şi Parad ; în R.S.F.

Jugoslavia la Daruvar ; în Italia la Santa caterina, Recoaro, Peio ; în Spania la Lanjaron şi Graena; în URSS.

f/. Apele arsenicale conţin cel puţin 0,7 mg/l arsen. Ele constituie un argument pentru susţinerea originii juvenile a unora dintre apele minerale. Ape arsenicale pure sînt rare ; cel mai frecvent se găsesc ca ape arsenicale feruginoase, sulfatate. În ţara noastră, asemenea ape minerale se găsesc la Şarul Dornei şi Covasna (pe Valea Hanko) ; ele sînt utilizate în tratarea stărilor de debilitate şi a anemiilor secundare.

g/. Apele clorosodice (sărate sau muriatice) sînt foarte răspîndite şi prezintă deosebit interes terapeutic.

Ele conţin în concentraţie mare ioni de Cl şi Na (peste 1 g/l) dar şi alte elemente cum e clorura de calciu, de magneziu şi potasiu, apoi brom, iod, litiu, sulfat de sodiu şi magneziu ; de acea se pot deosebi :

- ape clorosodice simple care se întîlnesc în zona masivelor de sare sau cu roci salifere : Ocna Sibiului (izvor Horia), Tg. Ocna- parcul Puşkin (izvorul 455), Vizantza (Vrancea) ;

- ape clorosodice iodurate sînt la Govora (NaCl = 5o - 8o g/l şi iod = 41 - 42 mg, o/oo), Olăneşti, Bazna, Vulcana (lîngă Tîrgovişte) Băl̦ăteşti ş.a. ;

- ape clorosodice iodurate- sulfatate la Călimăneşti, Olăneşti, Govora, Sărata-Monteoru, Vizantea-Vrancea, Săcelu-Gorj;

- ape cloruro-sodice alcaline la Borleşti-Buhuşi, Doftana-Tg.Ocna (izvorul Poeniţa), Herculane (izvorul Higea), Slănic Moldova ;

- ape clorosodice sulfuroase la Govora (NaCl = 75 - 15o g o/oo şi H_2S pînă la 3oomg o/oo), Olăneşti, Călimăneşti, etc.

În funcţie de concentraţie se deosebesc :

- izvoare clorosodice a căror apă are o concentraţie mică de ClNa (pînă la 15 g/l) : Ocna Sibiu (izvorul Horia), Tg. Ocna-Parc (izvorul 4 şi 5) ş.a., utilizate în cura internă ;

- izvoare clorosodice cu concentraţie medie (între 15 şi 15o g/l) : Băl̦ăteşti (64,6 g/l), Slănic Moldova (53,5 g/l), Sărata-Bacău (55,5 g/l) ;

- izvoare clorosodice cu concentraţie mare (peste 15o g o/oo) : Băl̦ăteşti (izvorul Elisabeta, 244 g/l), Oglinzi-Neamţ (259 g/l), Vînători-Neamţ (265 g o/oo), Sărata Monteoru - Buzău (188 g/l) etc.

Apele clorosodice activează circulaţia sîngelui şi influenţează procesele osmotice şi pe cele de resorbţie din organism.

Ape clorosodice sînt în mai multe zone din Europa : în Anglia la Cheltenham, Droitwich, Brighton, Leamington ; în Franţa la Salins-Montière, Châtel-Guyone, Saint-Nectaire, La Bourboul, Biarritz, Besancon etc ; în Elveţia la Rheinfelden, Bex-les-Bains; în Germania la Nauheim, Elesbaden, Baden-Baden, Reichenhall ; în Italia la Montecatini, Citara-Neapole, Alsomaggiore, Battaglia etc; în Spania la Caldas de Montbuy; în URSS,

g/. Apele iodurate conţin cel puţin 1 mg/l iod şi sînt folosite atît în cura internă, pentru tratarea guşei şi bazedovului cît şi în balneologie, în diverse maladii.

Asemenea izvoare sînt la Govora, Bazna, Olăneşti, Vulcana, Săcelu-Gorj, Tg.Ocna. Mai sînt în Anglia la Woothal; în Austria la Hall ; în Franţa la Biarritz, Boubone les Bains etc; în Germania la Heilbrun, Kreuznach, Dürkheim; în Italia la Castro Caro, Salsomaggiore, în R.F.S.Jugoslavia la Lipk, în URSS.

h/. Apele sulfuroase conţin cel puţin 1 g/l sulf titrabil sub formă de hidrogen sulfurat, sulfat de sodiu, calciu, magneziu

Izvoare sulfuroase reci sînt la Brebu-Maramureş, Usturoi (Baia Mare), Iacobeni-Vatra Dornei, Palanca-Moineşti, Băiceni şi Strunga-Tg.Frumos, Valea Cîinelui (Sinaia), Pucioasa-Pietroşiţa, Albeşti-Muscel, Căciulata, Mangalia. Ape sulfuroase clorosodice se găsesc la Brădet-Argeş, Bughe-Muscel, Călimăneşti, Olăneşti, Cheia, Muiereasca-Govora, Mînăstirea-Neamţ, Slănic-Moldova, Săcelu-Gorj, Nicolina-Iaşi.

Ape sulfuroase termale se cunosc la Băile Herculane, Bivolari-Cozia, Siriu, etc. Sînt folosite atît în cura internă cît şi pentru băi, dat fiind acţiunea fiziologică multiplă a sulfului şi în deosebi a hidrogenului sulfurat care se resoarbe repede şi se elimină prin rinichi, plămîni, aparatul digestiv şi prin piele.

Ape sulfuroase se mai găsesc în Anglia la Harrogate, Askern-spo, Wells ; în Austria la Baden-Viena ; în R.S.Cehoslovacia la Pistyani şi Trencianske-Toplice ; în Elveţia la Weustrich, Schinznach, La Vey, Baden; în Franţa la Amelie-les-Bains, Ax-les-Thermes, Barèges etc.; în Germania la Abbach, Grünthal, Göpping, Rothenburg; în Italia la Acque, Poretta, Battaglia-Veneţia, Tabiano, Acqua Santa, Acqua Albale, Riolo, Sciacca ; în R.S.F.Jugoslavia la Ilifze, Varasdinska, Teplice ; în Portugalia la Caldas de Rainha, Caldas de Vizella ; în Spania la Panticosa, Montemaior, Ledesma; în URSS la Soci-Matsesta, Talga (în Daghestan), Usti-Kacika (în-

gă Urali), Surahani (lîngă Baku), Krainka (regiunea Tula) etc.

- apele sulfatate conţin peste 1 g/l substanţe solide dizolvate din care predomină ionul SO_4. După cantitatea ionilor de Na, K, Ca, şi Mg, se cunosc : ape sulfatate sodice (1o-15 g/l săruri), ape sulfatate magneziene amare (cu 5o-6o g/ săruri), ape sulfatate calcice (ape gipsoase), ape sulfatate feruginoase, etc.

Aceste ape sînt utilizate pentru acţiunea lor purgativă şi influenţa ce o au asupra metabolismului.

La noi în ţară se găsesc la Ivanda-Banat, Breazu-Iaşi, Bălţăteşti-Neamţ, Cacica, Slănic-Moldova (izvorul 8 bis), Dăneşti-Vaslui, Amara etc.

In Europa, se mai găsesc ape sulfatate în Anglia (Victoria Spa, Purton Spa, Leamington, Cheltenham), în R.S.Cehoslovacia (Sarolica), în Elveţia (Birmensdorf, Mülingen), în Franţa (Saint-Gervais, Brides-Salins, etc), în Germania (Friederichshall, Meingerg, Mergentheim), în Spania (Carabana, Villacabros, Rubinat), în R.P.Ungaria (Hesculap, Apenta), în URSS.

j/. Apele radioactive au o valoare terapeutică deosebită prin activarea tuturor proceselor din organism. In general, toate apele minerale sînt în oarecare măsură şi radioactive, fie datorită unor substanţe radioactive care le conferă o radioactivitate permanentă, fie datorită unor emenaţii radioactive care dau o radioactivitate temporară

Radioactivitatea este în general mai mare la apele minerale decît la alte ape naturale.

Limita ca o apă minerală să fie radioactivă este de 8o unităţi Mache la litru sau de 29 nanocurie (milimicrocurie)+)

Apele pot fi slab radioactive (sub 11o U.M.) moderat radioactive (11o - 55o U.M.) şi puternic radioactive (mai mult de 55o U.M.).

Deşi apele minerale din ţara noastră nu au o radioactivitate aşa de mare cum se întîlneşte în alte zone ale Europei, totuşi sînt unele izvoare care se clasează printre izvoarele

---

+) Un Curie este cantitatea de radiaţie (γ) în echilibru cu 1 g de radium element. Un milimicrocurie este 1/1 miliard dintr-un curie.

radioactive importante ale continentului european.

Printre ataţiunile cu ape radioactive putem cita: Herculane (cele 7 izvoare reci- socotite cele mai radioactive din ţară),Lipova,Geoagiu,Sîngeorz-Băi,Vatra Dornei.

Ape minerale radioactive mai sînt în Germania la Brambach (Wettingquelle şi Oberschlame - cu cea mai mare radioactivitate din Europa),Baden-Baden,Nauheim,Griesbach etc; în Franţa la Bagnères de Luchon,Plombières,Aix-les-Bains,Vichy,La Bourboule etc; în Spania la Valdemorillo,Arenas ; în Italia la Ischia,Castellamare;în Austria la Gastein,;în R.S.Cehoslovacia la Karlsbad şi Jachimov,în Suedia la Stocholm ;în URSS, una din cele mai mari ataţiuni balneare s-a dezvoltat pe seama apelor slab radioactive de la Thaltubo (Gruzia).

k/.Apele termale se includ în categoria apelor curative,atît prin efectul fiziologic al temperaturii cît şi al sărurilor conţinute.

Dat fiind că temperatura ridicată măreşte puterea de dizolvare a sărurilor,cele mai multe ape termale sînt ape minerale.Ca excepţie,putem menţiona apele termale dulci interceptate de forajele efectuate pe Valea Cernei,la Crucea Ghizelei (un km. amonte de cele şapte izvoare calde minerale).

Apele termo-minerale au temperaturi cuprinse între 20° şi 100°C.Ele provin în general de la adîncimi mari fiind legate adeasea de fenomene tectonice şi vulcanice ; cele care au numai origine vadoasă nu depăşesc 35 - 40°C (G.Castany,1963).

Cercetările efectuate la noi în ţară,mai ales în ultimele decenii, au evidenţiat existenţa apelor termale în mai multe zone :

- zonele Oradea - Satu Mare şi Timişoara - Arad a căror ape termale minerale sînt cunoscute de multă vreme prin izvoarele şi forajele care le deschid la Băile Felix (42-50°C), Băile " 1 Mai" (41°C), Călacea (39-42°C).

In depozitele pliocene superioare nisipoase,sînt ape termo-minerale interceptate la Timişoara (52°C),Arad (32°C), Carei (40-54°C),Satu Mare (62°C).La Oradea apa are 120°C la baza forajului şi 87°C la suprafaţă.

In zona Săcuieni,pe interfluviul Crişul Repede-Valea Ierului,apele termale din depozitele pliocene au temperatura de 80°C şi sînt cu caracter artezian debitînd pînă la 3000 m^3/zi.

-In zona Munţilor Apuseni se cunosc, încă de pe timpul Romanilor, apele termominerale de la Moneasa (32°C) din calcarele triasice-jurasice şi apele de la Vaţa de Jos (34 - 36°C). In aceiaşi zonă, sînt băile termale de la Geoagiu (32°C) cunoscute de cca. 2000 de ani ; aici, apa este înmagazinată în calcarele cristaline de la baza cretacicului.

Termele de la Călan, situate pe stînga rîului Mureş aparţin, ca origine a termalităţii, tot munţilor Apuseni. Apa minerală a celor 7 izvoare utilizate în staţiune are temperaturade 25° - 29°C.

- In Munţii Banatului, sînt cunoscute apele termale de la Herculane, cantonate în granite, la mari adîncimi ; ele au caracter artezian şi temperaturi cuprinse între 47° - 62°C; în grotă, vaporii de apă ce se degajă ajung pînă la 80°C.

Ape termominerale, cu aceeaşi origine sînt şi în zona Mehadiei, avînd o temperatură de 32°C.

- In Depresiunea Getică, apele termale sînt exploatate în staţiunile Băla, Olăneşti, Călimăneşti, Căciulata, Bivolari etc. Ele sînt înmagazinate în depozitele cretacice, eocene şi miocene, cu temperaturi între 32° şi 60°C şi pe alocuri debitează artezian.

Debitul surselor termale variază în funcţie de tipul lor. Astfel, cele care drenează stratele acvifere deschise pe versanţi au debite relativ mici (750 l/24 h, izvorul 7; un debit de 3900 l/24 h izvorul Păuşa), iar izvoarele alimentate din stratele acvifere de adîncime au debite mai mari (36.000 l/zi forajul de la Bivolari, 65.000 l/zi la "Ostrov" şi 950 m^3/h la sonda săpată în 1964 la Căciulata)- A.Pricăjan, 1972.

In zona Ţicleni, forajele au interceptat apă termală de 80°C cu caracter artezian, în depozitele miocene.

-In Carpaţii Orientali, în zona lanţului eruptiv Călimani - Harghita, se găsesc ape hipo şi mezo-termale pe Valea Mureşului la Topliţa (26°C), pe Valea Oltului la Dăneşti (23°C), Mădăraşi (25°C), Racu (21°C), Miercurea Ciuc şi Jigodin (21°C), la Tuşnad Băi (21°C), Bixad (23°C), la Baraolt. Spre vest, în depresiunea Transilvaniei, la Praid (40°C), Homorod (20°C). ş.a.

-In zona flişului, la Siriu-Buzău, sînt izvoare termale cu temperatura de 27°C, iar un foraj executat în zona aceasta debitează artezian 260 m^3/zi apă cu temperatură de 60°C.

-In Platforma Moesică, măsurătorile termice efectuate au pus în evidenţă ape termale avînd între 50 şi 100°C.

- In Dobrogea, au fost găsite ape termale la Mangalia şi în zona Hîrşova-Capidava.

In Sectorul Mangalia, sînt un număr relativ mare de izvoare sulfuroase cu temperatura în jur de 22°C generate de strate acvifere de adîncime, aflate sub presiune, în formaţiuni presarmaţiene. Debitul lor este între 3 l/s şi 25.000 m^3/zi. Forajele executate la adîncimi de 600 m furnizează între 50 l/s şi 4000 m^3/zi apă cu temperatura de 26°C.

-In zona Hîrşova - Capidava, se găsesc numeroase izvoare termominerale cu temparura de 20° - 26°C şi cu debite între 1 l/s şi 86 m^3/zi.

Izvoare termale cu temperaturi de 36° - 40°C şi debite de 26 - 100 m^3/zi se ivesc din aluviunile vechi ale Dunării. Putem menţiona izvoarele de la Capidava şi la nord de aceasta (21° - 23°C), din Topalu (24° - 26°C), Ghindăreşti (20° - 22°C) şi Celea Mică (23,5°C).

Ape termale sulfuroase s-au mai semnalat şi la NV de Hîrşova, în Privalul Puturosu (37°C), la Ostrovul Ciştei unde un foraj executat a întîlnit, la 82 m, un strat acvifer artezian, înmagazinat în calcare jurasice şi avînd o temparatură de 52°C.

Intre Hîrşova şi Vadu Oii, au fost interceptate, la baza aluviunilor, ape termale sulfuroase cu temperaturi de 38°C.

Apele termale din ţara noastră sînt utilizate de multă vreme pentru tratarea internă şi balneară a diverselor maladii.

In ultimii ani, după apariţia crizei energetice, s-a pus şi la noi problema utilizării apelor termale la încălzire. In prezent, în zonele oraşelor Timişoara, Arad, Oradea, apele acestea sînt folosite la încălzirea serelor, iar la Oradea şi Secuieni ele servesc şi ca ape menajere.

Conţinutul bogat în săruri a apelor termale duce însă la depunerea pietrei în conductele de termoficare, mai ales în cazul apelor bicarbonatate calcice şi magneziene.

Pentru aceste considerente, se caută noi soluţii în utilizarea energiei geotermice, cum ar fi captarea directă a vaporilor de apă din scoarţa terestră, în zonele cu temperaturi mai mari de 100°C, sau introducerea apei reci la anumite adîncimi pentru a-i ridica temparatura, în vederea readucerei la zi ca apă termală.

Apele termale sînt răspîndite în mai toate continentele unde sînt zone afectate de vulcanism şi de accidente tectonice. Dintre cele mai importante zone le amintim pe cele din Italia (Larderello, unde sînt utilizaţi vaporii de apă la tem-

peratura de 200°C ; Monte Amiata unde izvoarele au 20° - 50°C , iar prin foraje s-a ajuns la 150°C ; la Rocastrada - SE de Lardarello - sînt izvoare termale cu temperatura de 35°C ; la Montecatini - NV de Lardorello -apa unor izvoare are 55°; apoi la Tolfa pe ţărmul mării Tireniene, Monte Bericio ş.a.

Numeroase cîmpuri geotermale sînt în Islanda, unde temperatura maximă măsurată este de 230°C.

Manifestările termale sînt peste 600, iar debitul lor total de 1500 l/s (I. Preda şi A. Ţenu, 1981). Localităţile cunoscute în acest sens sînt : Reykjanes, Trölladyngja, Hengill, Torfajökull, Askja etc.

- Ape termale se mai găsesc în Spania (în Munţii Cataloniei, Cordiliera Betică, Centrul Estramadurei etc.), în Insulele Canare, în Ungaria, Cehoslovacia ş.a.

Importante surse geotermale sînt şi în Noua Zeelandă ; manifestările termale sînt sub formă de vapori de apă şi ape în zonele de la Wairakei - la NE de lacul Taupo, Waiotapu (300°C), Kawerau (în bazinul rîului Tarawera) unde s-au evidenţiat vapori de 250°C la 500 m adîncime.

Statele Unite ale Americii dispun de numeroase cîmpuri geotermale - cu importante surse de vapori de apă fierbinţi. Dintre ele menţionăm : Big Geyser - California unde temperatura vaporilor şi a apei la 500 m adîncime depăşeşte 400°F.;

Casa Diablo - California în care forajele au interceptat, la 200 m adîncime, vapori de apă sub presiunea de 3 kg/cm^2;

Calistoga - California, Surprise Valley şi Lakeview - Oregon unde sînt izvoare termale cu temperatura de 180°F; Wabuska - Nevada în care forajele au dat de apă cu 140°F la 700 m adîncime ; Parcul Naţional Yellowstone cu numeroşi geyseri şi peste 2000 de izvoare termale obişnuite.

Şi în Insulele Hawai sînt mari rezerve de vapori şi ape termale în legătură cu vulcanismul de aici.

In Mexic, cîmpurile geotermale le continuă pe cele din SUA. Aşa sînt : Cîmpul Pathé din statul Hidalgo unde vaporii şi apa fierbinte sînt înmagazinate în roci eruptive puternic fracturate Valea Ixtlan, în statul Michoacan, unde existenţa vaporilor de apă a fost evidenţiată prin foraje ;

Cîmpul Mexicali, în California de Jos, zonă afectată de falia San Andreas, are bogate rêsurse de vapori de apă sub presiune.

Importante cîmpuri vaporifere sînt şi în Japonia : Cîmpul Schowa Shimzan din insula Hokkaido, Cîmpul Matsukawa şi

Onikobe în N insulei Honsiu (unde forajele au relevat prezenţa vaporilor şi a apei fierbinţi), Beppu, la N de Kyushu, cu fenomene de suprafaţă foarte intense, Obama (care produce energie electrică Otake, la V de Kyushu, cu vapori de 200°C, Naruza ş.a.

Resurse geotermice sînt şi în NE Uniunii Sovietice - în peninsula Kamciatka , unde apele termale şi vaporii, acumulaţi în roci vulcanice cuaternare, acoperite de tufuri nisipoase, apar în izvoare cu debite de 100 l/s.

La adîncimea de 800 m forajele au interceptat ape termale şi vapori cu temperatura de 195°C şi presiunea maximă de 67 atmosfere. Energia lor este utilizată în uzine termoelectrice.

Resurse de ape termale sînt şi în alte zone ale Uniunii Sovietice (bazinul Amurului, Daghestan, Turkmenia ş.a.)

In El Salvador este cunoscută zona Aguschapan cu mai multe cîmpuri geotermice conţinînd apă termală şi vapori. Energia geotermică este cunoscută şi în Nicaragua, fiind utilizată în trei centrale electrice.

Rezerve geotermice sînt şi în alte zone ale Americii Centrale (Costa Rica, Guatemala, Honduras, Antilele Mici). Ele sînt prezente şi în America de sud (Columbia, Equador, Bolivia, Chile).

Resursele geotermice ale globului nu sînt peste tot studiate, iar cele cunoscute sînt insuficient valorificate.

Capitolul IX

ROLUL APEI SUBTERANE IN NATURĂ SI IN VIATA OAMENILOR.

Măsuri de gospodărire a apei subterane.

Apa subterană, constituind o verigă a circuitului apei în natură, are un rol forte important în viaţa învelişului landşaftic. Ea se află în permanentă interacţiune cu celelalte învelişuri ale globului terestru influienţîndu-se reciproc.

1.-Rolul apei subterane în natură

a/. Relaţiile dintre apele subterane şi atmosferă au rezultat în bună parte din cele discutate în capitolele anterioare. Amintim totuşi, participarea precipitaţiilor la formarea apei subterane, prin infiltrare, schimbul permanent al vaporilor de apă dintre atmosferă şi sol (deplasarea făcîndu-se de la zona cu tensiune maximă a vaporilor spre zona cu tensiune minimă) şi cedarea apei din sol prin evapotranspiraţie, proces care concură la creşterea umidităţii atmosferei din regiunea în-

conjurătoare.

S-a constatat că aproape toată apa pierdudă din primii 15 - 2o cm de sol se datorează absorbţiei şi transpiraţiei plantelor.Cantitatea de apă cedată astfel atmosferei este foarte mare dacă ţinem seama că numai 6ooo fire de porumb de pe un acru (0,4 ha) elimină prin transpiraţie,în perioada mai-septembrie 1.225.ooo litri de apă,cerace echivalează cu un strat de 28 cm care ar acopri suprafaţa cultivată,iar un acru de arţari roşii, care cresc pe un sol foarte umed,poate pierde în anotimpul de creştere (primăvara-toamna) o cantitate de apă care ar acoperi întreaga suprafaţă cu un strat gros de 72 cm.

b/.Apele subterane freatice sau captive au legături cu celelalte componente ale hidrosferei - rîuri,lacuri,mări - alimentîndu-se reciproc.

În zonele cu climă umedă,unde surplusul anual în bilanţul hidric este mare şi nivelul freatic foarte puţin adînc, anumite procese cum ar fi eroziunea,depunerile eoliene sau glaciare au format depresiuni naturale al căror fund este la nivelul apelor freatice sau sub el ;în aceste depresiuni,alimentate de apele freatice (şi direct de precipitaţii),s-au format lacuri de apă dulce,ca de exemplu, în Cîmpia Atlantică a Statelor Unite,lîngă Capul Cod.

Alteori,în regiunile plane ale cîmpiilor litorale ca şi în luncile rîurilor,apele freatice de mică adîncime formează mlaştini,ca de pildă în Cîmpia Golfului Mexic.

Stratele acvifere deschise prin izvoare constituie surse de alimentare pentru alte strate acvifere situate la cote mai mici,ca şi pentru rîuri,a căror obîrşie o formează în cele mai multe cazuri.

c/. Acţiunea apei subterane asupra scoarţei terestre este foarte complexă,realizîndu-se atît pe cale fizico-chimică cît şi mecanică.

Apa,prin ea însăşi,poate să dizolve şi să distrugă rocile cu care vine în contact,acţiune care-i sporită de gazele şi sărurile ce le ia din atmosferă şi din sol.

S-a dovedit experimental că solubilitatea CO_3Ca în apa cu CO_2,la temperatura de 2o°C este de loo ori mai mare decît în apa pură.Acest proces explică morfologia carstică (lapiezuri, doline,peşteri,etc.) din regiunile carstice.

Acţiunea dizolvantă a apei creşte şi atunci cînd ea se încarcă cu electroliţi salini şi substanţe organice deoarece se realizează un schimb de baze între sărurile din apă şi cele care se găsesc în roci.

In general, apele cu săruri de amoniu, ca şi apele alcaline, au o putere de dizolvare foarte mare. Cuarţul de pildă este dizolvat numai de către apele alcaline.

Humusul măreşte şi el puterea de dizolvare a apei. Apa încărcată cu acizi humici dizolvă carbonaţii, oxizii ferici, fosfaţii etc. Cantitatea mare de acizi humici din zonele montane reci şi umede are drept consecinţă alterarea intensă a rocilor şi mai ales a silicaţilor din care se formează silicea şi hidroxidul de fier şi aluminiu.

Puterea de dizolvare a apelor subterane creşte şi cu temperatura. Aşa se explică, conţinutul mare de săruri pe care îl au apele termale faţă de cele reci. (dacă celelalte condiţii rămîn neschimbate).

Procesul de disoluţie cel mai important este acela de decalcifiere a rocilor (îndepărtarea CO_3Ca) datorită căruia gresiile calcaroase devin poroase şi se transformă chiar în nisip, marnele trec în argile, loessul se transformă în lehm etc.

Indisolubil legată de deplasarea apelor subterane este redistribuirea substanţelor minerale în masele de roci (eliminarea de substanţe din unele locuri şi depunerea în altele).

Fenomenul acesta este evident în jurul izvoarelor termale şi mai ales a gheizerilor în jurul cărora se depun tufurile silicioase şi calcaroase.

Şi în regiunile calcaroase redistribuirea mineralelor este vizibilă (creşterea stalactitelor şi stalagmitelor pe seama CO_3Ca dizolvat din zonele vecine).

S-a constatat că rîurile care ieşa din peşteri scot cantităţi mari de calciu; de exemplu, izvorul Aian care iese pe versantul nordic al masivului Ceatîr Dag (Crimeia) formînd rîul Salghir scoate anual cca. 19.000 tone carbonat de calciu în disoluţie (bicarbonat) astfel că volumul golurilor din interiorul masivului creşte cu peste 7000 m^3/an (S.V.Kalesnic, 1969).

Latura constructivă a acţiunii chimice a apei în timpul circulaţiei prin litosferă este, aşa dar, formarea diferitelor depuneri minerale în fisurile rocilor. Aşa iau naştere dendritele (scurgeri solidificate ale oxizilor de fier şi mangan), filoanele metalifere, geodele, vinele de calcit din marmoră, stalactitele şi stalagmitele din grote, travertinul, gheizeritele, ş.a.

- Apa subterană contribuie, în mod indirect la modelarea reliefului.

Apa, pătrunzînd în porii şi fisurile rocilor antrenează particulele fine (sufoziune mecanică) făcînd rocile mai afînate, mai puţin stabile. La acelaşi rezultat se ajunge şi în cazul acţiunii de dizolvare a particulelor solubile (sufoziune chimică).

Efectul morfologic al proceselor de sufoziune îl constituie fenomenele de tasare sau chiar de deplasare a straturilor superficiale de roci, frecvent întîlnite în regiunile acoperite de loess.

In regiuni cu climă umedă, pe versanţii abrupţi, solul scoarţei de alterare şi roca din substrat, saturate cu apă, pot aluneca, pe perioade de cîteva ore, sub forma unor pornituri umede.

Un tip special de pornituri umede, caracteristic regiunilor de mare latitudine şi altitudine este solifluxiunea. La finele primăverii şi începutul verii, cînd începe dezgheţul straturilor superficiale, acestea, îmbibate cu apă, se deplasează, aproape imperceptibil, pe substratul încă îngheţat - deci impermeabil - formînd terase şi lobi care dau versantului un aspect în trepte. Fenomenul acesta, cu amploare mai mică, se poate produce şi în zonele temperate în cazul topirii bruşte a zăpezii.

Rolul apei subterane devine esenţial în cazul alunecărilor de teren, fiind condiţionat de permeabilitatea rocilor, înclinarea stratelor, panta reliefului şi caracterul precipitaţiilor.

Masele mari de roci deplasate, uneori pe suprafeţe foarte întinse, dau un aspect vălurat versanţilor micşorînd scurgerea neorganizată a apei de suprafaţă, dar favorizînd în schimb infiltraţia, îndeosebi în padine, unde apa stagnează mai mult. Uneori, pe aceşti versanţi, se formează, în padine, mici lacuri temporare sau chiar permanente ca de pildă pe versanţii văii Băseului, în aval de Mihălăşeni. Alteori, deluviile de alunecare pot ajunge în albia rîului favorizînd formarea unui lac de baraj natural permanent (Lacul Roşu, Lacul Bălătău ş.a.), sau temporar ca în cazul lacului creat la 8 iunie 1977 pe rîul Zăbala, la 2o km de localitatea Mereju ; o ploaie puternică, din noaptea de 24/25 august al aceluiaşi an, a spart şi spălat barajul scurgînd apele lacului în 2-3 zile.

In regiunile cu îngheţ peren (nordul Eurasiei, al Canadei etc.), apele subterane formează aşa numiţii hidrolacoliţi (prin analogie cu lacoliţii - intrusiuni granitice rămase în subsol). Apa, îngheţînd, exercită presiune şi poate bomba straturile superficiale de roci creînd forme de relief cu aspect de movile, înalte

uneori de 20-30 m, periclitînd situaţia construcţiilor şi a drumurilor din zona respectivă.

d/. Apa subterană are un rol deosebit de important în formarea şi dezvoltarea solului. Apa, împreună cu oxigenul şi bioxidul de carbon conţinut, contribuie la dezagregarea rocilor şi la alterarea lor chimică; aceasta din urmă se realizează prin mai multe procese (hidratare, dizolvare, hidroliză, oxidare-reducere şi carbonatare) care se produc, de obicei, concomitent.

Elementele minerale dizolvate treptat în apă sînt transportate de aceasta de sus în jos sau prin capilare de jos în sus în felul acesta, se realizează sărăcirea unor strate în substanţele deplasate care sînt depuse în alte orizonturi şi în acelaşi timp are loc îmbogăţirea relativă a celor dintîi în substanţele rămase.

Dacă deplasarea soluţiilor de sol se face multă vreme în aceeaşi direcţie, se formează orizonturi bine diferenţiate, In solul în care predomină mişcarea soluţiilor, de sus în jos se disting trei orizonturi principale : orizontul de acumulare a humusului, orizontul eluvial, sau de spălare şi orizontul iluvial în care se acumulează şi se depun substanţele aduse din stratele superioare.

In solurile regiunilor aride, în care deplasarea soluţiilor se face mai ales de jos în sus, sau în care sînt doi curenţi de apă, verticali, opuşi, nu se mai produce îndepărtarea sărurilor din stratul superior al profilului, ci, dimpotrivă, se va realiza o acumulare a unora dintre acestea în orizontul superior al solului putînd să formeze chiar cruste de săruri la suprafaţa terenului (în solonceacuri).

In cazul prezenţei la mică adîncime a unui strat freatic, circulaţia apei în sol este stînjenită, putîndu-se realiza numai lateral.

Aşa dar, diferenţierea profilului de sol este rezultatul a o serie de procese provocate de circulaţia apei în sol.

e/. Apa subterană are un rol vital pentru plante, care, pentru a-şi forma un gram de substanţă vegetală (în timpul perioadei de vegetaţie), au nevoie de 220 - 1000 de grame de apă. Din această apă numai o mică parte este folosită pentru dezvoltarea ţesutului plantelor, cea mai mare parte se evaporă pierzîndu-se prin transpiraţie.

Odată cu apa, pătrund în organism multe elemente minerale. La descreşul unei veri, un exemplar de floarea-soarelui lasă

să treacă prin el pînă la 2oo kg de apă, însă din această cantitate doar 4oo g sînt folosite pentru nutriţie, restul servind pentru menţinerea unei cantităţi suficiente de apă în ţesuturi, pentru procurarea sărurilor şi pentru întreţinerea evaporării, prin transpiraţie.

Intensitatea transpiraţiei variază în funcţie de categoria de plante şi de condiţiile atmosferice predominante, valorile fiind mari cînd temperatura este ridicată, cînd bate vîntul şi cînd umiditatea este redusă.

Pentru a se adapta la bilanţuri hidrice deficitare, plantele au suportat modificări morfologice şi structurale ale frunzelor care au dus la reducerea pierderilor de apă prin transpiraţie (frunze aciculare sau spinoase, cutanate sau cerate ş.a.) Ele şi-au perfecţionat de asemenea mijloacele de obţinere şi stocare a apei. Astfel, multe plante şi-au alungit foarte mult rădăcinile ca să ajungă la apa freatică (freatofile) ; este cazul plantelor care cresc de-a lungul albiilor uscate din ţinuturile aride, cum este spinul cămilei a cărei rădăcini ajung pînă la 15 m Alte plante de deşert îşi formează un sistem radicular puţin adînc, dar foarte extins care le permite să absoarbă o cantitate mare de apă provenită din aversele sporadice care saturează numai stratul superficial al solului.

In alte cazuri, plantele îşi fac rezerve de apă în tulpini (plantele suculente) sau îşi reduc ciclul de dezvoltare la o perioadă foarte scurtă, imediat următoare unei averse (plantele efemere).

2.- Rolul apei în viaţa omului

Apele subterane au un rol complex în viaţa omului fiind utilizate pentru băut, pentru nevoile gospodăriilor (individuale şi colective) pentru industrie şi agricultură etc.

In afară de utilizarea apelor subterane care apar la zi prin izvoare, unele avînd debite considerabile ca în cazul izvoarelor vaucluziene [+)], stratele acvifere sînt exploatate şi direct, din cele mai vechi timpuri, prin diverse tipuri de fîntîni (cu cumpănă, cu roată etc.), sau puţuri-galerie (qanat în limba arabă)

[+)] după A. Pardé dintre cele mai mari sînt:
Bas-el-Ain-Djezirech, cu 4o mc/s ; Buna-RSF. Jugoslavia, cu 39 mc/s; Stella-Frioul, cu 36 mc/s; Fontaine de Vaucluse, cu 29 mc/s .

care, uneori, măsoară 5o km lungime şi au o adîncime de 25o m (în Iran).

Tehnica modernă a permis extinderea exploatării apelor subterane permiţînd plasarea unor tuburi mai largi şi la adîncimi mai mari ;de pildă,în Arizona (SUA),unele au un diametru de aproape 1 m şi altele adîncimi de 3oo m.S-au extins realizările şi proiectele de exploatare a apelor subterane la toate nivele şi în toate ţările.

a/. Stratele acvifere constituie o importantă sursă de alimentare a centrelor populate cu apă potabilă .Acest fapt se datoreşte calităţii superioare şi preţului de cost redus a apelor subterane în comparaţie cu apele de suprafaţă care trebuie tratate.

Dintre oraşele mari care îşi acoperă întreg necesarul cu apă subterană sînt : Amsterdam în Olanda,(utilizînd pînze freatice din dunele marine),Zürich şi Bâle (Basel) în Elveţia,Saint Quentin şi cele mai multe oraşe din Alsacia,Manchester în Anglia, Dortmund (Germania) etc.

Alte oraşe folosesc doar parţial sursele subterane : Parisul (cca o treime din necesar utilizînd captări de la mari distanţe - cca 15o km spre sud-est) ;Berlinul,Hamburgul,Londra (care exploatează stratele acvifere din Chiltern Hills,prevăzîndu-se pentru 1985 prelevarea a cca $1o^6 m^3/zi$) ; în S.U.A,oraşul Detroit este alimentat din strate acvifere care debitează 2o m^3/s (Al.Ungureanu,198o).

La noi în ţară,în afară de aşezările rurale care în marea lor majoritate utilizează apele subterane prin intermediul fîntînilor şi al izvoarelor,sînt şi numeroase centre urbane care se aprovizionează total sau parţial din surse de apă subterană, freatică sau de adîncime.Dintre acestea, amintim doar cîteva (I. Preda,1971) : Timişoara utilizează apă de la adîncimi de 8o - 15o m prin intermediul forajelor săpate în depozitele pleistocene şi panoniene ;Anina foloseşte apa izvoarelor carstice care apar din calcarele jurasice şi cretacice ; Satu Mare se alimentează din stratele acvifere forate la 12o m în panonian (apa avînd caracter ascensional) şi în completare din forajele săpate în aluviunile Someşului care debitează 1 m^3/s ; Cluj-ul obţine apa din puţurile săpate în lunca Someşului,la Someşeni şi Floreşti,debitul total fiind de 13o l/s ;Alba Iulia primeşte apa din terasele Mureşului la confluenţa cu Arpaşul, iar Sighişoara din terasele Tîrnavei; Sibiul se alimentează din apa izvoarelor Santa-Domneasa şi Cotorăşti-Surdu,captate între anii 19oo-1929 şi drenuri cu debite de 23 l/s săpate la Sătească-Răşinari în aluviunile Cibinului încă

din 1881; Turda foloseşte apa din aluviunile Arieşului prin puţurile săpate la Cheia şi din izvoarele carstice săpate la Săndulesti.Oraşul Suceava primeşte apa din forajele săpate în aluviunile din şesul rîului. Suceava (12o + 5oo l/s).

Oraşul Botoşani obţine apă printr-un dren săpat în lunca Siretului,la Bucecea,şi din izvoarele captate tot aici din sarmaţian.Pentru fabrica de zahăr,primeşte 14o l/s din cele 8 puţuri săpate pe malul stîng al Siretului,tot la Bucecea.

Bacăul se alimentează cu apă freatică din lunca Bistriţei prin cele 29 foraje săpate la Gherăieşti -(22o - 25o l/s).

Oraşul Iaşi este alimentat parţial din apele subterane .Încă din secolul XVII s-au exploatat aici stratele freatice din terasele Bahluiului ("Cişmeaua Butuc" din terasa inferioară Păcurari),iar în 1727 - 1747,au fost captate izvoarele din Dealul Ciric -Şapte Oameni;ceva mai tîrziu,1765-1799, se fac captări şi în Dealul Copou.

In a doua jumătate a secolului XIX se realizează şi captarea izvoarelor din gresiile calcaroase sarmaţiene de la Repedea astfel că aprovizionarea din surse locale ajunge la cca 6oo m^3/zi (C Martiniuc şi col.,1956).

Problema aprovizionării cu apă a oraşului Iaşi se rezolvă în 1911 prin aducţiunea de la Timişeşti pe seama captărilor realizate în 19o7 în stratul freatic al conului de dejecţie al rîului Ozana (la confluenţa cu Moldova).

In prezent,sursele de aprovizionare cu apă ale Municipiului Iaşi sînt :

- Captările Timişeşticare-i furnizează în medie 11oo l/s
- Captarea Ciric dînd 8,1 l/s
- Valea Seacă (Nicolina) cu 2,3 l/s
- Repedea debitînd 2,o l/s

Necesarul este completat cu apa de suprafaţă din rîul Prut,prin două conducte cu debit total de 1926 l/s (din care 1ooo l/s este apă industrială).

Bîrladul captează depozitele daciene acvifere de la adîncimea de 25o m.

Oraşul Bucureşti ,pe lîngă apele de suprafaţă din Dîmboviţa şi Argeş,foloseşte şi mari cantităţi de apă subterană (freatică şi de adîncime) obţinute prin puţuri şi foraje.Amintim astfel,Captarea Bragadiru (19o1) constînd din 2o puţuri care au interceptat apa freatică din inerfluviul Dîmboviţa-Sabar; captarea Ulmi (19o7), prin foraje şi drenuri,furnizează peste 4o.ooo m^3 de apă pe zi din stratul freatic dintre Ciorogîrla şi Răstoaca;

captarea Slobozia-Clinceni (1926) exploatează apa freatică a interfluviului Sabar-Argeş ;Captările Bragadiru şi Slobizia-Clinceni dau împreună 50.000 - 60.000 m^3/zi.Captarea Ciurel exploatează stratele acvifere din pleistocenul inferior de la 150 - 270 m adîncime,din pietrişurile de Frăteşti.Captarea Arcuda (1956-1961) formată din drenuri şi un puţ central care pătrunde în stratul freatic al pitrişurilor de Colentina,furnizează 5000 - 6000 m^3/zi

Oraşul Ploieşti captează apa freatică din conul de dejecţie Prahova-Teleajen, la 9 km vest de oraş,primind 20.000 m^3/zi

Craiova se alimentează din mai multe surse subterane. Captarea Ghiroc exploatează stratul acvifer al terasei superioare a Jiului debitînd 10.000 m^3/zi ;captarea Craiova constînd din 140 foraje săpate pe ambele maluri ale Jiului,la 10-15 m adîncime, furnizează 750 l/s.Captarea Balta Verde,realizată recent prin foraje pînă la 100 m adîncime în stratele acvifere levantine,a dat de apă necorespunzătoare din punct de vedere chimic.

Captarea Orlea-Izvarna,la 20 km nord vest de Tg. Jiu, reţine apa izvoarelor ce apar la baza versantului sudic al munţilor Vîlcan,din calcare jurasice,debitînd cca 1000 l/s;alimentează oraşul Craiova şi localităţile de pe traseul conductei de aducţiune care are 120 km lungime.

Oraşul Caracal este alimentat cu apă de adîncime (peste 70 m) din levantin - pe lîngă apa captată din rîul Olteţ.

In Dobrogea, oraşele de pe malul mării (Constanţa,Eforie, Techirghiol etc.) se alimentează din captarea Caragea-Dermen situată la 8 km nord-vest de Constanţa,avînd un debit de 100 000 m^3/zi, şi din captarea Biruinţa (Cainaci), aproape de Techirghiol,la care forajele exploatează stratele acvifere din calcarele sarmatice la 25-35 m adîncime,debitînd între 3600 şi 7600 m^3/zi.

Mangalia primeşte 220 m^3/zi din forajele săpate la 180 m adîncime,tot în calcarele sarmaţiene.

b/. Apa subterană are un rol principal în agricultură ţinînd seama de faptul că de ea depinde existenţa vegetaţiei şi chiar formarea solului.

Sînt zone cu precipitaţii atmosferice puţine (la noi Dobrogea,Cîmpia Română,etc.) astfel că,în perioadele secetoase, deficitul de apă din sol se răsfrînge asupra producţiei agricole. Înlăturarea acestui neajuns se realizează prin irigaţii care folosesc atît apa de suprafaţă cît şi cea subterană.

Aprecierea apelor subterane pentru utilizarea lor în irigaţii se face în funcţie de temperatură, compoziţie chimică şi de condiţiile geologice şi hidrologice ale terenurilor care sînt irigate.

Temperatura apei subterane provenită de la strate acvifere freatice adînci este de obicei prea scăzută şi influenţează negativ vegetaţia. De aceea, apa este pompată în prealabil în bazine speciale unde îşi moderează temperatura şi după aceea este folosită.

Compoziţia chimică este o condiţie de bază pentru apele folosite la irigaţii. La o apă optimă pentru irigaţii, conţinutul total de săruri trebuie să fie pînă la 1700 mg/l, cu limita de admisibilitate 5000 mg/l, în funcţie de natura sărurilor dizolvate, de particularităţile solului, de apecia plantelor.

Pe solurile permeabile se pot folosi ape cu mineralizare mai ridicată decît pe cele puţin permeabile.

Efectul cel mai negativ îl au sărurile de sodiu, de aceea sînt anumite limite admise (ex. 1000 mg/l CO_3Na ; 2000 mg/l NaCl etc).

Condiţiile geologice şi hidrologice vizează cunoaşterea litologiei, a caracteristicilor hidrologice ale rocilor, a adîncimii apelor freatice cu variaţiile sezoniere ale nivelului piezometric şi a franjei capilare, în scopul de a preveni înmlăştinirile şi formarea lăcoviştilor.

Apele subterane se folosesc pentru irigaţii în cazul cînd apele de suprafaţă nu sînt corespunzătoare, sau atunci cînd sînt în cantitate insuficientă. In etapa actuală, apele subterane sînt utilizate în mică măsură pentru irigaţii. Putem cita folosirea pînzei de apă de la Beauce (Franţa) prin pompare, de către producătorii de porumb, încă din 1960 ; acum, într-o campanie agricolă se utilizează 75 x 10^6 m^3 solicitînd toată rezerva acumulată în fiecare iarnă.

Se poate, de asemenea, cita cazul de utilizare în scopuri agricole a apei subterane în SV Statelor Unite ale Americii.

Sînt cîteva proeicte de mari proporţii ca de exemplu : proiectul australian pentru folosirea apelor subterane din Queensland, proiectul american pentru exploatarea apelor subterane din Florida-Georgia şi proiectul egiptean care preconizează utilizarea stratelor acvifere din zona cuprinsă între frontiera sudaneză, localitatea Kharga şi oaza Siwa, cu scopul de a pune în valoare terenurile de la vest de Nil.

La noi, în multe zone, irigarea grădinilor de zarzavat se face cu apa din izvoare.

In alte regiuni, cum sînt la noi luncile, dezvoltarea agriculturii este prejudiciată de umezeala excesivă şi înmlăştiniri. In acest caz, măsurile ameliorative recomandă desecări şi unde este cazul şi îndiguiri. Desecările se realizează prin canale deschise, prin drenuri de adîncime care intersectează stratul acvifer, sau drenuri verticale prin care apa pătrunde în strate permeabile mai adînci. Lucrări de amenajare complexă s-au făcut în zona Bucureşti, în Balta Brăilei etc.

In alte regiuni, se impune combaterea sărăturărilor, în deosebi în zonele cu climat arid (estul Cîmpiei Române, sudul Podişului Moldovei), unde drenajul natural este redus şi nivelul apelor freatice aproape de suprafaţă.

Combaterea sărăturărilor se face prin drenarea apelor de suprafaţă şi freatice, combinată cu irigaţii pentru spălarea sărurilor. In felul acesta, se asigură o anumită umiditate în sol, circulaţia descendentă a sărurilor şi antrenarea lor în rîuri.

c/. Unele ape subterane, prin temperatura lor ridicată sînt o importantă sursă de energie.

Potenţialul exploatabil al energiei geotermice a fost apreciat de specialiştii O.N.U. la 21.000 miliarde tone combustibil convenţional (M.Apăvăloaie, 1979).

Apele termale au fost valorificate în scopuri energetice încă din 1887 în Italia, unde sondele forate în Toscana la 360 m adîncime producînd 260 kg/oră vapori de apă cu o temperatură de 160°C au pus în funcţiune Centrala Larderello (lîngă oraşul Latina) cu o capacitate de 15.000 kw.

Realizări în utilizarea energiei geotermice sînt şi în alte state ; Astfel, în 1960 este dată în funcţiune prima centrală geotermică din California, cea mai mare din lume, situată la 150 km de San Francisco, cu o capacitate de 908.000 kw. Sînt în curs de realizare şi alte centrale geotermice în Oregon, Noul Mexic, Idaho.

In Japonia, primele turbine de capacitate mică utilizînd energia geotermică datează din 1919. Astăzi, sînt cîteva centrale geotermice dintre care amintim : Matzukawa (N insula Kyushu), cu o capacitate de 22.000 kw, Otake, Narugo ş.a.

In Salvador s-a dat în exploatare în 1975 centrala geotermică de la Amaciapa, cu o putere instalată de 30.000 kw şi în

ultimii ani la Serana Grande.

In Mexic, s-a construit o centrală geotermică în sudul depresiunii Valley.

In Islanda, amintim centrala geotermică de la Namafijial, iar în Noua Zeelandă cea de la Wairakei cu o putere instalată de peste 200.000 kw.

Şi în Turcia este proiectată construirea unei centrale geotermice în Podişul Anatoliei, cu o capacitate de 200.000 kw.

d/. Apele subterane sînt folosite şi în industrie, fie la alimentarea cazanelor de aburi, fie în procesele de fabricaţie, sau ca apă de răcire. Alimentarea cu apă industrială din surse subterane trebuie să aibă în vedere necesităţile cantitative şi calitative ale consumatorilor, condiţiile hidrogeologice locale, regimul hidrologic, posibilităţile de tratare, rentabilitatea.

Aprecierea calităţii apei este în funcţie de parametrii procesului tehnologic cerut de fiecare ramură industrială.

- Apa pentru alimentarea cazanelor de aburi trebuie să fie lipsită de suspensii deoarece acestea, depunîndu-se, reduc randamentul termic al cazanului sau produc spumarea apei şi deci impurificarea aburului ; apa nu trebuie să fie dură, întrucît depunerea carbonaţilor de calciu şi magneziu, a silicaţilor etc. formează piatră pe pereţii cazanelor micşorînd randamentul acestora, mărind consumul de combustibil (cu 1,5 - 2 % la o grosime de 1 mm) şi creind chiar pericol de explozie. Apa trebuie să fie lipsită de acizi liberi şi gaze (O_2, CO_2, H_2S) care pot provoca corodarea pereţilor metalici ; cantităţile mari de fosfaţi şi nitriţi provoacă spumarea apei şi deci impurificarea aburului; acizii humici şi grăsimile din apă creează de asemenea inconveniente în exploatarea cazanelor de abur.

- Apa de fabricaţie este utilizată ca materie primă, pentru spălări, soluţii, mediu hidraulic sau pentru transport. In funcţie de utilizarea ei sînt şi cerinţele calitative. Apa de fabricaţie este în general tratată (decantată, filtrată, sterilizată).

- Apa de răcire a unor instalaţii, motoare, furnale etc. sau a unor substanţe (pentru menţinerea unor temperaturi optime), trebuie să aibă duritatea temporară între 8 şi 10 grade germane; să nu conţină H_2S care, favorizînd desvoltarea unor bacterii, pot produce infundarea conductelor ; acelaşi efect îl are şi Fe_3O_4 dacă depăşeşte 0,1 mg/l; conţinutul de substanţe organice să nu

depăşească 100 mg/l şi cel de uleiuri să fie cel mult 5 mg/l ; temepratura de ieşire a apei nu trebuie să depăşească 60-70°C, pentru a evita depunerea pietrei în instalaţii.

Consumul de apă industrială este foarte mare ajungînd în 1975 la 630 km^3. Strădaniile tuturor statelor sînt pentru reducerea consumurilor specifice de apă în industrie. Un aspect negativ îl constituie faptul că în etapa actuală, mai ales în unele zone, industria foloseşte un procent ridicat de apă potabilă (tratată) şi la procesele tehnologice. La noi în ţară, un număr mare de industrii sînt racordate la reţelele de apă potabilă consumînd o cantitate apreciabilă din aceasta (cca 60 %) ceea ce ridică preţul de cost al produselor realizate.

e/. Ape subterane minerale, reci şi calde, sînt utilizate pentru ocrotirea sănătăţii oamenilor. Acţiunea şi efectele fiziologice şi terapeutice ale apelor minerale sînt cunoscute din antichitate.

Am văzut că şi pe teritoriul ţării noastre sînt staţiuni balneare de renume încă de pe timpul Romanilor (Geoagiu, Călan, Băile Herculane ş.a.). La sfîrşitul secolului XIX, acestea iau o mare dezvoltare, multe din ele fiind cunoscute şi peste hotare (Herculane, Felix, Căciulata, Călimăneşti, Vatra Dornei, Slănicul Moldovei etc.).

In anii puterii populare, au fost captate noi izvoare, s-au modernizat vechile staţiuni şi s-au înfiinţat altele noi; cunoscute prin valoarea curativă a apelor şi frumuseţea peisajelor, ele au favorizat dezvoltarea turismului.

3.- Măsuri de gospodărire a apelor subterane.

Exploatarea şi utilizarea apelor subterane impun o serie de măsuri pentru păstrarea calităţii apelor şi pentru organizarea unei exploatări raţionale cu acopul de a se menţine un echilibru între debitul exploatat şi posibilitatea de refacere în timp util a rezervelor de apă subterane.

Pentru realizarea acestor deziderate, este necesar a se evita deversările de ape reziduale-uzate care pot polua stratele freatice, a se controla prin analize periodice şi sistematice calitatea lor, a se verifica, prin măsurători permanente, cota nivelului apelor subterane în paralel cu evidenţa consumurilor, prin măsurarea debitelor exploatate.

Impurificarea apelor subterane se poate face pe mai

multe căi.Astfel,apele de şiroire pot antrena substanţele nocive de la suprafaţa solului şi prin infiltrare impurifică apele subterane.Pericole de poluare sînt evidente în zonele carstice ;de pildă la Vadul Crişului,toamna,apele sînt impurificate de produsele rezultate din topirea cînepii,operaţie care se realizează în doline,la cca.7 km depărtare de resurgenţă.

În unele situaţii,rîurile în care sînt deversate ape impurificate din industrie,poluează prin infiltraţie şi stratele freatice din zona învecinată.

In regiunile litorale,stratele acvifere pot fi impurificate de apele marine cu salinitate ridicată acolo unde se realizează un contact direct cu apa de mare şi o exploatare excesivă a apei dulci.De pildă,în regiunea Los Angeles,stratele acvifere de apă dulce au fost invadate de apa mării.În golful Santa Monica captările au fost abandonate încă din 1920,datorită aceloraşi cauze;pătrunderea treptată a apei de mare în interiorul continentului a ajuns să afecteze,în 1952,un orizont acvifer situat la 600 m distanţă de ţărm.Apa marină a pătruns şi pe ţărmul Californiei impurificînd 13 orizonturi acvifere,alte 60 fiind ameninţate de acelaşi fenomen.

Probleme similare se pun în Japonia,Olanda,Germania, Italia,Franţa,Maroc etc şi mai ales în insulele Oceanice unde exploatarea stratelor acvifere - şi aşa puţin dezvoltate - este foarte intensă (M.Pascu,1968).

Apele subterane se pot impurifica şi prin infiltrare directă la suprafaţa terenului a apelor reziduale din industrii, gospodării colective şi particulare,etc.sau prin lucrările subterane defecte (canale ,conducte de petrol etc.).

Pe de altă parte,exploatarea neraţională a apelor subterane poate deranja echilibrul hidrodinamic al stratelor acvifere,afectînd în unele cazuri şi scurgerea superficială.De pildă, în Valea Rhonului,exploatarea intensă a freaticului din aluviunile rîurilor mici cum sînt Roubion-ul şi Jabron-ul întrerupe scurgerea acestora în perioadele secetoase.

In Spania sudică,unele cursuri de apă ca Rio Almanzor nu au scurgere superficială în cea mai mare parte a anului,dar aluviunile lor furnizează prin pompare volume apreciabile de apă.

In general,exploatarea apelor subterane nu ridică probleme dacă prelevările şi acumulările se echilibrează de la un sezon la altul.In numeroase cazuri se creează însă dezechilibre care persistă şi nu pot fi surmontate decît prin reducerea

consumului (al prelevărilor).

Este cazul din Arizona (SUA) unde în 1970 se utilizează 9 km^3 de apă pe an, din care 1,9 km^3 proveneau din stratele acvifere pe cale de epuizare ; calculele de prognoză considerau că în 1980 stratele acvifere ar putea furniza 0,8 km^3/an sau 0,417 km^3 într-un an secetos; de altfel, cu cîţiva ani mai înainte, se semnalase o scoborîre accentuată (3 m/an) a nivelului piezometric. De aceea apare necesară o selectare a consumatorilor de apă, dacă problema nu se rezolvă prin aducţiune din zone mai umede (J Bethemont, 1977). Acesta nu este unicul caz.

In anumite situaţii este posibil să se stabilească echilibru hidric pe cale artificială prin diverse metode, dintre care amintim : infiltraţia forţată (realizată prin coborîrea nivelului freatic în vecinătatea unui rîu) ; răspîndirea apei la suprafaţa solului (se provoacă inundarea terenului cu apa provenită din reţeaua hidrografică) ; ridicarea nivelului rîului (rareori utilizată); alimentarea straturilor subterane prin puţuri (utilizată în cazul cînd la suprafaţa terenului aînt straturi impermiabile care impedică folosirea procedeului de infiltrare prin răspîndire) ş.a.

Alimentarea artificială a stratelor acvifere prin reinjectarea în profunzime a apei prelevată din rîuri în perioada scurgerii maxime este utilizată de multă vreme la Göteborg în Suedia şi la Basel (Elveţia) unde Rhinul este pus la contribuţie.

Acelaşi procedeu este folosit în mod sistematic în Valea San-Joaqin (sud-vestul SUA) şi pe ţărmul californian între Los Angeles şi San Francisco. Dificultatea utilizării lui rezidă în riscul de poluare ce se poate produce.

In unele cazuri, reîncărcarea artificială a stratelor acvifere puţin adînci poate duce la dezvoltarea unor procese hidromorfologice grave ca în Pakistan.

In regiunile aride sînt dificultăţi din cauza distanţelor mari de la care trebuie adusă apa pentru alimentarea stratelor acvifere. Astfel, în Izrael, parte din apa lacului Kineret este dirijată, în timpul iernii, printr-un canal, spre sud, într-un puţ de injectare.

Măsuri speciale se iau în preajma litoralelor marine unde se strică echilibru între apele subterane dulci şi cele marine, sărate ; pentru restabilirea echilibrului se recurge la pompări de apă dulce în subteran şi la creearea de baraje între apa de mare şi zona interioară. Asemenea baraje s-au executat în

Argolida-Peloponez (Grecia).

Un efect similar s-a realizat în Olanda prin formarea lacului Ijssel în urma închiderii golfului Zuidersee, precum şi prin lucrările din delta Rhinului care, deşi create în alte scopuri, au ca efect impiedecarea pătrunderii apei sărate din M. Nordului spre interior.(I.Teodorescu şi colab.1973).

Putem spune că aspectele principale ale gospodăririi apelor subterane sînt satisfacerea unor necesităţi de apă, protecţia apelor, prevenirea şi combaterea unor acţiuni dăunătoare ale acestora şi regenerarea stratelor acvifere, unde este cazul.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Biblioteca Centrala Universitara
BIBLIOTECA DE DEPOZIT
Cota veche | Pretul

Bibliografie

ALBU M,HINCULOV A.(1975) - Les sources thermales des Pyrénées Catalanes (Espagne)Lucrările simpozionului internaţional de ape minerale şi termale,1974.Inst.de Geologie şi Geofizică,Bucureşti.

APAVALOAIE M.(1979)- Folosirea resurselor geotermice pe glob. Terra Nr.3.Bucureşti.

ATANASIU I.(1939) - Distribuţia regională şi geneza apelor minerale din România.Revista "Iaşul Medical"

BETHEMONT J.(1977)- De l' eau et des hommes,Paris.

BOGZA T. (1980)- Contribuţii la studiul apelor freatice de pe teritoriul Comunei Viişoara- Neamţ (text dactilo) P. Neamţ.

CASTANY G.(1972) - Prospecţiunea şi exploatarea apelor subterane.(trad.l.franceză) Ed. tehnică.Bucureşti.

CADERE R.şi COLAB.(1964) - Studiul hidrologic de sinteză pentru teritoriul R.P.R.Studii de hidrogeologie,v.III, Bucureşti.

CEBOTAREAV A.I.(1957)- Hidrologia uscatului şi calculul scurgerii rîurilor,vol.I (Trad din limba rusă)Bucureşti.

CEBOTAREAV A.I.(1960) - Obsciaia Ghidrologhia (vodî suşî), Moscova.

CIOCIRDEL R. (1957)- Hidrogeologie.Ed.tehnică,Bucureşti.

CONSTANTINESCU M. şi COLAB.(1956)- Hidrologie.Ed.tehnică,Buc.

DINCULESCU TR.(1955) - Balneo-Fizioterapie Generală,Inst.Med. şi Farm.Bucureşti.

DONISA I.(1977)-Bazele teoretice şi metodologice ale geografiei Ed.did.şi ped.Bucureşti.

DUSSART B.(1966)-Limnologie.L'étude des eaux continentales, Paris,Gauthier.

FURON R.(1967)-Problema apei în lume (trad.)Ed.şt.Bucureşti.

KALESNIK S.V.(1959) - Bazele geografiei fizice generale.Ed.St. Bucureşti,(trad.din limba rusă).

LITEANU E. (1953) - Hidrologia aplicată.Ed.tehnică,Bucureşti.

LITEANU E.,GHENEA C.(1962)-Relaţii între apele freatice şi apa-lacurilor din Cîmpia Română orientală.St. Cercet.Geol.t.VIII.,Bucureşti.

LVOVICI M.I.(1962) -Ghidrologhia suşî.Sovietskaia gheografia, Moscova.

MAXIM I.Al.(1941)-Izbucniri.Izvoare intermitente de la noi.Rev. geografică română anul IV f.II-III,Bucureşti.

MARTINIUC C.şi COLAB.(1956)-Contribuţii la studiul hidrogeologic al regiunii oraşului Iaşi,în Probleme de Geografie vol.III,Bucureşti.

MARTONNE EMM.de (1947)-Traité de geographie physique,tom.I,Paris.

ONCESCU N.(1951)- Hidrogeologia,Manualul inginerului de mine, vol.I,Ed.teh.,Bucureşti.

OVCINICOV A.M.(1951)-Hidrologia generală(trad.limba rusă)Iaşi.

PASCU M,STELEA V. (1968) - Cercetarea apelor subterane.Ed.tehnică, Bucureşti.

PAUCA M.(1958)- Izvoarele termale de la est de Munţii Apuseni, Natura Nr.2 Bucureşti.

PISOTA I. ,BUTA I. (1975)- Hidrologie.Ed. Did.şi ped.,Bucureşti.

PISOTA I,MOISSIU C. (1976)- Rezervele de apă pe glob.Buletinul Soc.de St.Geografice R.S.R. vol IV (LXXIV),Bucureşti.

POPA GH.,BĂLUTA D.(1967)-Apele freatice din lunca Argeşului în zona de cîmpie şi raportul cu apele de suprafaţă în Hidr.Gosp. apelor,Meteorologie.vol 12,Nr.5 Bucureşti.

POSEA GR.şi COLAB.(197o)- Geomorfologia Generală.Ed. did.şi ped. Bucureşti.

PORA E.A,OROS L.(1974) - Limnologie şi oceanografie.Ed.did.şi ped.Bucureşti.

PREDA I,MAROSI P.(1971)-Hidrogeologie,Ed.did.şi ped.Bucureşti.

PREDA I,ŢENU A.,(1981)- Resurse de ape minerale şi termale, Universitatea din Bucureşti.-

PRICĂJAN A.,(1972)- Apele minerale şi termale din România.Ed. tehnică,Bucureşti.-

REINER KELLER (1961) - Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes,Berlin.-

RODIER J.,(1966) - L'Analyse chimique et physico- chimique de l'eau.Dunod,Paris.-

ROŞCA D.,(1958) - Hidrologia Agricolă.Ed.Agrosilvică de stat,Buc.-

Schoeller H.,(1962)- Les eaux souterraines.Paris.-

SCHRAM M.,PANTAZICA M.,MARTINIUC C.,(1977)Aspecte hidrogeologice din zona municipiului Iaşi şi împrejurimi.An.St.Univ. Iaşi t.XXIII,s.II b.-

STRAHLER N.A.,(1973)- Geografia fizică (traducere) Ed.St.Buc.-

TABACARU - ROŞESCU E.,(1974) -Metodica de prelucrare şi interpretare a datelor provenite din reţeaua de observaţii şi măsurători a apelor freatice,în Studii de Hidrologie,XIII.I.M.H.-

TEODORESCU I.,şi COLAB.,(1973) -Gospodărirea apelor.Ed. Ceres, Bucureşti.-

TEŞU C.,(1965)- Contribuţii la studiul apelor freatice din lunca Jijiei,în lucr.St.Inst.Agr.Iaşi.-

UNGUREANU AL.,NIMIGEANU V.,(198o) -Geografia resurselor naturale Univ. "Al.I.Cuza"Iaşi

* * Planul naţional de amenajare a bazinelor hidrografice, Bucureşti.-

BCU IAŞI UNIVERSITY LIBRARY

C u p r i n s u l

NOTIUNI INTRODUCTIVE

pag.

Cap. I Consideraţii generale 3

1.- Obiectul hidrologiei uscatului, definiţia şi subdiviziunile ei 3

2.- Raporturile hidrologiei uscatului cu alte ştiinţe 6

3.- Metode, procedee şi mijloace folosite în hidrologie 1o

4.- Legătura hidrologiei cu practica 21

5.- Date generale privind dezvoltarea hidrologiei uscatului 24

Cap. II Răspîndirea apei pe glob 38

Cap. III Principalele proprietăţi fizice şi chimice ale apei 46

1.- Structura apei 46

2.- Proprietăţile fizice ale apei 51

3.- Caracteristicile chimice ale apelor din natură 63

Cap IV.- Circulaţia apei în natură 69

1.- Caracteristicile circulaţiei apei în natură 69

2.- Circulaţia apei pe continente 75

3.- Bilanţul circuitului apei în natură 8o

4.- Componentele principale ale circuitului apei în natură- repartiţia lor teritorială 86

HIRDOGEOLOGIA

Cap. V Apele subterane; condiţii de existenţă şi circulaţie 97

1.- Originea apelor subterane 97

2.- Răspîndirea apei în scoarţa terestră 1o2

3.- Proprietăţile hidrologice ale rocilor 1o4

A- Porozitatea 1o5

B- Permeabilitatea 116

C- Capacitatea de absorbţie şi reţinere a apei 119

D- Capacitatea de cedare a apei 121

E- Capilaritatea 121

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

pag.

4.- ormele de apă din roci.Caracteristicile şi inamica lor 122

A - Apa sub formă de vapori 122
B - Apa legată de roci 123
C - Apa liberă 127

5.- Legile principale ale circulaţiei apei subterane libere 133

Cap. VI Stratele acvifere 140

1.- Stratele acvifere libere 141

A - Părţile componente ale stratului acvifer liber 141
B - Morfologia suprafeţii piezometrice 145
C - Tipuri de strate acvifere libere 150

2.- Stratele acvifere captive 156

3.- Regimul nivelului piezometric 159

Cap.VII Izvoarele 163

Cap.VIII Caracteristicile fizico-chimice ale apelor subterane 174

1.- Proprietăţile fizice şi organoleptice 174

2.- Proprietăţile chimice 176

3.- Apele minerale 181

Cap. IX Rolul apelor subterane în natură şi în viaţa omului.Măsuri de gospodărire a apei subterane 192

1.- Rolul apei subterane în natură 192

2.- Rolul apei subterane în viaţa omului 197

3.- Măsuri de gospodărire a apelor subterane 204

BIBLIOGRAFIA 208

BCU IASI / CENTRU UNIVERSITAR / LIBRARIA

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

LEI, 26^{00}